Doctorat de 3e cycle

N° d'ordre:

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE

DE

GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3e CYCLE

SPECIALITE: GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Fernand BERTHIER

Jean-Pierre BILLIAULT

Bernard HALBRONN

Pierre MAURIZOT

ETUDE STRATIGRAPHIQUE, PETROLOGIQUE ET STRUCTURALE DE LA REGION DE KHORRAMABAD (ZAGROS - IRAN)

SOUTENUE LE JUIN 1974 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

R. MICHEL	Professeur USMG	Président-Rapporteur
P. VIALON	Professeur USMG	Examinateur
M. GIDON	Maître de conférences USMG	Examinateur
J. BRAUD	Maître assistant PARIS-SUD	Examinateur-Invité

Doctorat de 3e cycle

N° d'ordre:

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE

DE

GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3e CYCLE

SPECIALITE: GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Fernand BERTHIER

Jean-Pierre BILLIAULT

Bernard HALBRONN

Pierre MAURIZOT

ETUDE STRATIGRAPHIQUE, PETROLOGIQUE ET STRUCTURALE DE LA REGION DE KHORRAMABAD (ZAGROS - IRAN)

SOUTENUE LE JUIN 1974 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

R. MICHEL	Professeur USMG	Président-Rapporteur
P. VIALON	Professeur USMG	Examinateur
M. GIDON	Maître de conférences USMG	Examinateur
J. BRAUD	Maître assistant PARIS-SUD	Examinateur-Invité

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

M. Michel SOUTIF Président
M. Gabriel CAU Vice Président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM.	ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des fluides
	ARNAUD Georges	Clinique des maladies infectieuses
	ARNAUD Paul	Chimie
	AUBERT Guy	Physique
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique expérimentale
	BARBIER Reynold	Géologie appliquée
	BARJON Robert	Physique nucléaire
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
	BARRA Jean-René	Statistiques
	BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
	BEAUDOING André	Pédiatrie
	BERNARD Alain	Mathématiques Pures
Mme	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM.	BEZES Henri	Chirurgie générale
	BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
	BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
	BONNET Georges	Electrotechnique
	BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
	BONNET-EYMARD Joseph	Pathologie médicale
	BOUCHERLE André	Chimie et Toxicologie
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques Appliquées
	BRAVARD Yves	Géographie
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologie
	CALAS François	Anatomie
	CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
	CAU Gabriel	Médecine légale et Toxicologie
	CAUQUIS Georges	Chimie organique
	CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
	CHARACHON Robert	Oto-Rhino-Laryngologie
	CHATEAU Robert	Thérapeutique
	CHIBON Pierre	Biologie animale
	COEUR André	Pharmacie chimique et chimie analytique
	CONTAMIN Robert	Clinique gynécologique
	COUDERC Pierre	Anatomie Pathologique
	CRAYA Antoine	Mécanique
Mme	DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM.	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	DEPORTES Charles	Chimie minérale
	DESRE Pierre	Métallurgie
	DESSAUX Georges	Physiologie animale
	DODU Jacques	Mécanique appliquée
	DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	DUCROS Pierre	Cristallographie
	DUGOIS Pierre	Clinique de Dermatologie et Syphiligraphie
	FAU René	Clinique neuro-psychiatrique

MM.	GAGNAIRE Didier	Chimie physique
	GALLISSOT François	Mathématiques Pures
	GALVANI Octave	Mathématiques Pures
	GASTINEL Noël	Analyse numérique
	GAVEND Michel	Pharmacologie
	GEINDRE Michel	Electroradiologie
	GERBER Robert	Mathématiques Pures
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	GIRAUD Pierre	Géologie
	KAHANE André	Physique générale
	KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
	KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	LACHARME Jean	Biologie végétale
	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
	LATREILLE René	Chirurgie générale
	LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique
	LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
	LEDRU Jean	Clinique médicale B
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	LONGEQUEUE Jean-Pierre	Physique nucléaire
	LOUP Jean	Géographie
Mle	LUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
	MALGRANGE Bernard	Mathématiques Pures
	MALINAS Yves	Clinique obstétricale
	MARTIN-NOEL Pierre	Séméiologie médicale
	MAZARE Yves	Clinique médicale A
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	MOURIQUAND Claude	Histologie
	MOUSSA André	Chimie nucléaire
	NEEL Louis	Physique du Solide
	OZENDA Paul	Botanique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
	RASSAT André	Chimie systématique
	RENARD Michel	Thermodynamique
	REULOS René	Physique industrielle
	RINALDI Renaud	Physique
	ROGET Jean	Clinique de pédiatrie et de puériculture
	DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-chirurgie
	SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
	SENGEL Philippe	Zoologie
	SOUTIF Michel	Physique générale
	TANCHE Maurice	Physiologie
	TRAYNARD Philippe	Chimie générale
	VAILLANT François	Zoologie
	VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
	VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme	VERAIN Alice	Pharmacie galénique
M.	VERAIN André	Physique
MM.	VEYRET Paul	Géographie
	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
	YOCCOZ Jean	Physique nucléaire théorique

PROFESSEURS ASSOCIES

MM.	ASCARELLI Gianni	Physique
	CHEEKE John	Thermodynamique
	GILLESPIE John	I.S.N.
	ROCKAFELLAR Ralph	Mathématiques appliquées
	WOHLFARTH Erich	Physique du solide

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mle	AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
	ALARY Josette	Chimie analytique
MM.	BELORIZKY Elie	Physique
	BENZAKEN Claude	Mathématiques appliquées
	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques appliquées
	BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
Mme	BONNIER Jane	Chimie générale
MM.	BRUGEL Lucien	Energétique
	CARLIER Georges	Biologie végétale
	CONTE René	Physique
	DEPASSEL Roger	Mécanique des Fluides
	GAUTHIER Yves	Sciences biologiques
	GAUTRON René	Chimie
	GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
	GLENAT René	Chimie organique
	HACQUES Gérard	Calcul numérique
	HOLLARD Daniel	Hématologie
	HUGONOT Robert	Hygiène et Méd.Préventive
	IDELMAN Simon	Physiologie animale
	JANIN Bernard	Géographie
	JOLY Jean-René	Mathématiques pures
	JULLIEN Pierre	Mathématiques appliquées
Mme	KAHANE Josette	Physique
MM.	KUHN Gérard	Physique
	LUU-DUC-Cuong	Chimie Organique
	MAYNARD Roger	Physique du solide
	MULLER Jean-Michel	Thérapeutique
	PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et minéralogie
	PFISTER Jean-Claude	Physique du solide
Mle	PIERY Yvette	Physiologie animale
MM.	REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
	REVOL Michel	Urologie
	REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
	ROBERT André	Chimie papetière
	SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	SIBILLE Robert	Construction Mécanique
	SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme	SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM.	VIALON Pierre	Géologie
	VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

MM.	AMBLARD Pierre	Dermatologie
	AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
	ARMAND Yves	Chimie
	BEGUIN Claude	Chimie organique
Mme	BERIEL Héléne	Pharmacodynamique
M.	BILLET Jean	Géographie
	BOUCHARLAT Jacques	Psychiatrie adultes
Mme	BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM.	BOUCHET Yves	Anatomie
	BRODEAU François	Mathématiques (IUT B)
	BUISSON Roger	Physique
	BUTEL Jean	Orthopédie
	CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
	CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
	CHERADAME Hervé	Chimie papetière
	CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)

MM.	COHEN-ADDAD Jean-Pierre	Spectrométrie physique
	COLOMB Maurice	Biochimie médicale
	COULOMB Max	Radiologie
	CROUZET Guy	Radiologie
	CYROT Michel	Physique du solide
	DELOBEL Claude	M.I.A.G.
	DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme	ETERRADOSSI Jacqueline	Physiologie
MM.	FAURE Jacques	Médecine légale
	FONTAINE Jean-Marc	Mathématiques Pures
	GENSAC Pierre	Botanique
	GIDON Maurice	Géologie
	GRIFFITHS Michaël	Mathématiques Appliquées
	GROS Yves	Physique (stag.)
	GROULADE Joseph	Biochimie médicale
	GUITTON Jacques	Chimie
	IVANES Marcel	Electricité
	JALBERT Pierre	Histologie
	KRAKOWIAK Sacha	Mathématiques appliquées
Mme	LAJZEROWICZ Jeannine	Physique
MM.	LEROY Philippe	Mathématiques
	LOISEAUX Jean-Marie	Physique Nucléaire
	MACHE Régis	Physiologie végétale
	MAGNIN Robert	Hygiène et Médecine préventive
	MARECHAL Jean	Mécanique
	MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
	MICHOULIER Jean	Physique (I.U.T. "A")
Mme	MINIER Colette	Physique
MM.	MICOUD Max	Maladies infectieuses
	NEGRE Robert	Mécanique
	PARAMELLE Bernard	Pneumologie
	PECCOUD François	Analyse (IUT B)
	PEFFEN René	Métallurgie
	PELMONT Jean	Physiologie animale
	PERRET Jean	Neurologie
	PHELIP Xavier	Rhumatologie
	RACHAIL Michel	Médecine interne
	RACINET Claude	Gynécologie et obstétrique
	RAYNAUD Hervé	M.I.A.G.
	RENAUD Maurice	Chimie
Mme	RENAUDET Jacqueline	Bactériologie
M.	RICHARD Lucien	Botanique
Mme	RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM.	ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B)
	SHOM Jean Claude	Chimie Générale
	STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
	STOEBNER Pierre	Anatomie pathologique
	VROUSOS Constantin	Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM.	CRABBEE Pierre	C.E.R.M.O.
	CABOT	Mathématiques appliquées
	CURRIE Jan	Mathématiques appliquées

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

MM.	BARGE Michel	Neuro-chirurgie
	CONTAMIN Charles	Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
	CORDONNIER Daniel	Néphrologie
	DENIS Bernard	Cardiologie
	KOLODIE Lucien	Hématologie
	RAMBAUD Pierre	Pédiatrie
	ROCHAT Jacques	Hygiène et hydrologie

Fait à Saint Martin d'Hères, JANVIER 1974.

إِذَا زُلْزِلَتِ الْأَرْضُ زِلْزَالَهَا
وَأَخْرَجَتِ الْأَرْضُ أَثْقَالَهَا
وَقَالَ الْإِنسَانُ مَا لَهَا
يَوْمَئِذٍ تُحَدِّثُ أَخْبَارَهَا

Lorsque la terre tremblera d'un violent tremblement,

Qu'elle aura secoué ses fardeaux

L'homme demandera: Qu'a-t-elle?

Alors elle racontera ce qu'elle sait...

Sourate XCIX

Coran

چون بزلزله در آورده شود زلزله اش
و بیرون اندازد زمین بارهایش را و گوید
انسان چیست مر آن را
روزی چنین میگوید خبرهایش را

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41544305_0032

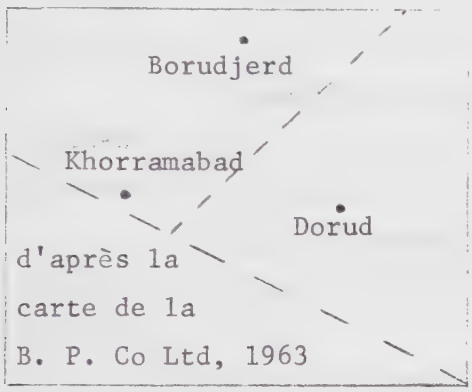
AVANT PROPOS

Cette thèse est le résultat d'une étude commune faite par F. BERTHIER, J.P. BILLIAULT, B. HALBRONN et P. MAURIZOT à la suite du jumelage entre l'Institut Dolomieu de Grenoble et le Geological Survey of Iran.

Les levés de terrain ont été effectués lors de 2 campagnes (été 1971, été - automne 1972). En raison de l'importance du territoire à couvrir (plus de 15.000 km^2), des difficultés d'accès, des altitudes élevées (sommets de plus de 4.000 m), et pour des raisons de sécurité, nous avons fait ce travail par équipes de deux:

F. BERTHIER - P. MAURIZOT pour la moitié nord ouest,

J.P. BILLIAULT - B. HALBRONN pour la moitié sud est.



d'après la carte de la B. P. Co Ltd, 1963

Les structures géologiques étant remarquablement orientées suivant une direction NW-SE, le partage du terrain a été effectué selon une diagonale NE-SW; les problèmes géologiques sont donc identiques ou complémentaires dans chacun des deux secteurs, aussi le travail de thèse a-t-il été réalisé en commun.

Le travail de laboratoire a été réparti entre nous quatre et les résultats ont fait l'objet de nombreuses mises au point et discussions communes.

Pour ce qui est du manuscrit, le travail a été réparti comme suit:

Rédaction commune — N° chapitre ou paragraphe

- Introduction générale
- Domaine sédimentaire
  - Introduction 1
  - Résumé de l'histoire géologique 4
- Domaine métamorphique
  - Introduction 1
  - Conclusions 24
  - Introduction du chapitre métamorphisme et granitisation 311
  - Conclusions sur le métamorphisme et le magmatisme 35
  - Conclusion générale sur l'étude du domaine métamorphique 5
- Conclusions

F. BERTHIER — N° chapitre ou paragraphe

- Domaine sédimentaire
  - Stratigraphie du Tertiaire du Zagros 221
  - Phase tectonique de charriage fini-crétacée 31
- Domaine métamorphique
  - Lithologie et stratigraphie du complexe volcano-sédimentaire 21
  - Faciès Schiste vert 312
  - Phase tectonique post-paléocène 42

J.P. BILLIAULT

- Domaine sédimentaire
  - Stratigraphie du Paléozoïque-Mésozoïque autochtone 211
  - Phase tectonique tardive et actuelle 34
- Domaine métamorphique
  - Lithologie et stratigraphie des schistes noirs mésozoïques et des calcaires crétacés 22-23
  - Granites intrusifs et anatexie 314-315
  - Phase tectonique du Crétacé supérieur - Paléocène 41

B. HALBRONN

- Domaine sédimentaire
  - Stratigraphie de l'allochtone 212
  - Phase tectonique post-miocène 33
- Domaine métamorphique
  - Faciès thermiques et mobilisations 3131 à 3135
  - Conditions du métamorphisme 3136
  - Roches magmatiques basiques 32

P. MAURIZOT

- Domaine sédimentaire
  - Stratigraphie du Tertiaire de la Crushed Zone 222
  - Phase de plissements paléocène 32
- Domaine métamorphique
  - Faciès thermiques et mobilisations 3131 à 3135
  - Métamorphisme de contact 316
  - Cortège filonien 33
  - Conditions de la pneumatolyse 34

REMERCIEMENTS

C'est dans le cadre d'une coopération désormais bien établie entre l'Institut Dolomieu et le Service géologique de l'Iran que ce travail a pu être entrepris.

Au terme de notre étude, nous exprimons notre profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur R. MICHEL, qui prit l'initiative de notre séjour en Iran, et à Monsieur N. KHADEM, Directeur du Service géologique de l'Iran, qui nous accueillit au sein de son service.

Nous tenons à témoigner notre gratitude à Monsieur le Professeur P. VIALON et à Monsieur M. GIDON qui nous ont fait bénéficier de leur grande expérience et nous ont apporté leur soutien moral tant en Iran qu'à Grenoble.

Nous ne saurions oublier Monsieur J. BRAUD, de la Faculté d'Orsay, qui sans ménager son temps et de façon inconditionnelle nous fit profiter de sa connaissance approfondie de cette partie occidentale de l'Iran.

Nos remerciements vont aussi à Monsieur A. HOUCHMAND-ZADEH du G.S.I. grâce à qui bien des difficultés techniques ou administratives ont pu être aplanies.

Nous sommes aussi reconnaissants à l'égard de toutes les personnes qui ont accepté d'effectuer nos déterminations paléontologiques:

-Madame N. ARNAUD, de l'Institut Dolomieu, pour les orbitolines,

-Messieurs BRANTZ et GOLSHANI, du G.S.I., pour les macrofossiles,

-Mesdames KALANI et LESSANI, Messieurs MEHRNUSH et PARTOAZAR, du G.S.I., pour les foraminifères,

-Monsieur M. LYS, de la Faculté d'Orsay, pour les fossiles du Paléozoïque,

-Monsieur J.L. PAIRIS, de l'Institut Dolomieu, pour les microfaunes du Tertiaire.

Que les personnes qui nous ont apporté leur aide et que nous ne saurions toutes citer soient ici remerciées, en particulier:

- Monsieur J. GIRAULT qui nous a fait bénéficier de son expérience de minéralogiste,

- Monsieur M. SABZEHI qui nous a fait profiter de ses connaissances de pétrographe,

- tout le personnel technique de l'Institut Dolomieu, en particulier: Madame F. KELLER pour les analyses chimiques, Messieurs J. COCHET pour le tri des minéraux, L. GRANET pour les rayons X, R. TELMAT pour les lames minces et CHABERT qui a assuré l'impression de ce mémoire.

- le personnel scientifique et technique du Geological Survey of Iran.

R E S U M E

Cette thèse traite des problèmes stratigraphiques, pétrographiques et structuraux posés par la région couverte par la feuille géologique Khorramabad (Zagros, Iran occidental). Cette région est divisée en deux domaines qui diffèrent par une grande partie de leur histoire géologique et qui sont séparés par une zone d'accidents tectoniques majeurs.

Le domaine sédimentaire

Il constitue les montagnes du Zagros et couvre la moitié sud ouest de la feuille; il appartient à la plaque arabe. On a pu y distinguer également deux zones:

- Le Zagros externe (partie sud ouest) montre de puissantes séries de sédiments à caractère peu profond, sans discordance depuis le Paléozoïque (atteint par forages) jusqu'au Pliocène.

Ces séries, principalement carbonatées durant tout le Mésozoïque, montrent d'abondants apports détritiques siliceux (radiolarites) à la limite Crétacé-Tertiaire et durant le Nummulitique inférieur. Puis au Néogène, les terrains deviennent plus marneux, néritiques à lagunaires.

Au Mio-Pliocène, l'ensemble est plissé en larges anticlinaux et synclinaux de direction N115.

- La Crushed Zone (partie nord est) a des séries continentales ou de plate-forme sans discordance depuis le Cambrien jusqu'au Crétacé supérieur, sous des faciès principalement calcaréo-dolomitiques; toutefois, un certain nombre de lacunes ont pu être mises en évidence (Paléozoïque moyen, Néocomien,...).

.Au Santono-Campanien, la sédimentation est troublée par l'arrivée d'unités allochtones à radiolarites d'origine plus interne (Nord Est), probablement mises en place par gravité.

Puis cette zone est plissée au Paléocène, ce qui modèle une paléogéographie complexe de rides et de sillons; l'ensemble autochtone-allochtone est transgressé à différents niveaux du Tertiaire; la transgression était pratiquement complète partout à l'Aquitano-Burdigalien (calcaires récifaux). Les séries au Néogène sont très comparables à celles du Zagros externe.

.La fin de la sédimentation de type conglomératique (Bakhtyari) est localement troublée au Miocène supérieur ou peu après par l'arrivée de nappes de charriages (chevauchement vers le Sud Ouest du domaine métamorphique ou "Main Thrust"), et par des chevauchements plus locaux à caractères morphotectoniques.

Cette tectonique tangentielle est accompagnée de plissements de même direction mais plus intenses que ceux du Zagros externe.

.Enfin, toutes les structures sont recoupées par un grand décrochement rectiligne de direction N135 ("Main Fault"), à rejet dextre probablement voisin de 60 km, et à rejet vertical non négligeable (abaissement du compartiment nord est). Ce grand décrochement traverse tout le secteur et est accompagné de nombreuses structures annexes (décrochements dextres de moindre extension, plis E-W, chevauchements vers le Sud); il joue encore actuellement.

Ces deux derniers accidents majeurs ("Main Thrust" et "Main Fault") amènent le domaine métamorphique au contact du domaine sédimentaire.

Le domaine métamorphique

Il couvre toute la partie nord est de la feuille et appartient à la plaque iranienne; on peut également distinguer une partie sud ouest à sédimentation volcano-détritique, parfois jusqu'au Jurassique supérieur, et une zone nord est à caractères typiquement Iran Central.

Les terrains qui y affleurent vont du Permien au Crétacé moyen; ce sont d'épaisses séries volcano-détritiques et carbonatées (marbres), puis pélitiques et gréseuses, et enfin calcaires (calcaires à orbitolines).

L'ensemble a subi les effets de 4 phases tectoniques:

- une phase jurassique supérieure (anté-aptienne) qui ne semble pas ici se traduire par des plissements importants; les calcaires à orbitolines reposent sur les terrains plus anciens avec une légère discordance qui toutefois n'est en général pas visible sur le terrain.

- une phase crétacée supérieure - paléocène qui se traduit par des plis de direction N100-N120, isoclinaux au Sud Ouest, plus ouverts au Nord Est, accompagnés d'une schistosité ardoisière très développée, et d'un métamorphisme régional épizonal.

Toutefois, dans des zones particulières, allongées selon une direction NW-SE, s'individualise toute une série de dômes thermiques; dans le principal d'entre eux (complexe métamorphique et magmatique de Borudjerd), les conditions du métamorphisme ont été évaluées à 900-950° C, 1 kb. Ce métamorphisme de HT est accompagné d'intrusions ultrabasiques et suivi d'intrusions granitiques qui proviennent de la ségrégation du matériel mobilisé au cours du métamorphisme.

- une phase vraisemblablement de même âge que la phase de plissements principale du Zagros (post-miocène); elle se traduit par des plis ouverts au Sud Ouest, mais ses effets disparaissent vers le Nord Est; elle s'accompagne parfois d'une schistosité de plis-fractures mal développée, mais non de métamorphisme.

Au cours de cette phase se produisent également de nombreux chevauchements parallèles à la "Main Thrust".

- enfin, les effets de la phase décrochante tardive se font également sentir dans la partie sud ouest du domaine métamorphique.

En conclusion, la comparaison des deux domaines permet de proposer une explication éventuelle dans le cadre de la tectonique des plaques, avec océanisation entre le Permien et le Jurassique supérieur, et subduction possible au Crétacé supérieur - Paléocène.

A B S T R A C T

This thesis deals with stratigraphical, petrographical and structural problems in the region covered by the Khorramabad Geological Quadrangle (Zagros, Western Iran). This region includes two geologically distinct areas, separated by a zone of major tectonic accidents.

The sedimentary area

It belongs to the Zagros mountains, and covers the Southwestern half of the Quadrangle; it is part of the Arabian plate. It has also been divided into two zones:

- The outer Zagros (Southwestern part) shows thick series of shallow-water sediments, with no unconformity from the Paleozoïc (reached in drill-holes) up to the Pliocene.

These series, chiefly made up of carbonates during the whole of the Mesozoïc, show important siliceous (radiolarian cherts) detritic deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary, and during the Lower Nummulitic. Then during the Neogene, the terrains become more marly, neritic to lagoonal.

At the Mio-Pliocene, the whole is folded into wide anticlines and synclines trending N115.

- The Crushed Zone (Northeastern part) has continental platform-type series, conformable from Cambrian up to Upper Cretaceous, with mostly calcareous,

or dolomitic, facies; nevertheless, several gaps have been recognized (Middle Paleozoic, Neocomian,..).

. At Santono-Campanian times the sedimentation is disturbed by the arrival of allochtonous radiolaritic units from Northeastern internal zones, probably emplaced by gravity.

At the Paleocene, this zone was folded, and shaped into a paleogeographically complex set of ridges and depressions. Both autochtonous and allochtonous formations are transgressed at different levels of the Tertiary; the transgression was complete almost everywhere during Aquitano-Burdigalian times (reef-limestones). The Neogene series are very much like the outer Zagros.

. The conglomerate-type end sedimentation (Bakhtyari) is locally disturbed, during Upper Miocene or soon after, by the arrival of thrust-nappes (southwestward overthrusting of the metamorphic area, known as "Main Thrust"), and by local thrust faults with morphotectonic features. This thrust-type tectonics comes with similarly-trending folds, closer than those in outer Zagros.

. Finally, all the structures are cut by a rectilinear N135-trending wrench fault ("Main Fault"), the right-lateral displacement of which is probably around 60 km, with a vertical component certainly important (down-throwing of the Northeastern compartment). This Main Fault crosses the whole region and is associated with many ancillary structures (smaller right-lateral strike-slip faults, E-W folds, southward overthrusts); it is still active at the present time.

These two last major tectonic accidents ("Main Thrust" and "Main Fault") bring the metamorphic area in contact with the sedimentary area.

The metamorphic area

It covers the whole Northeastern part of the Quadrangle and belongs to the Iranian plate; up to Late Jurassic in some places, a Southwestern part, with volcano-detritic type sedimentation, can also be distinguished from a Northeastern part, with specific Central Iran-type sedimentation.

The terrains that crop out range from Permian to Middle Cretaceous in age; from the oldest to the youngest, they include thick series of volcano-detritics and marbles, of shales and sandstones, and of orbitolina limestones.

All of them were acted upon by 4 tectonic phases:

- an Upper Jurassic phase (ante-Aptian), which does not appear to cause any important foldings here; the orbitolina limestones cliff overlies the older formations with a slight angular disconformity, which is however not obvious in the field.

- *an Upper Cretaceous - Paleocene phase gives N100 - N120-trending folds, isocline to the SW, more open to the NE, with a well developped slaty cleavage, and an epizonal regional metamorphism.*

However, in some particular NW-SE-trending zones there appear several thermal domes; in the main one (Borudjerd metamorphic and igneous complex), the conditions of the metamorphism have been evaluated at 900-950° C, 1 kb. This high-temperature metamorphism is associated with ultramafic intrusions, and is followed by granitic intrusions, resulting from the segregation of the material mobilised during metamorphism.

- *a third phase, probably contemporaneous with the main tectonic phase in Zagros (post-Miocene); it forms open folds to the SW, but its effects disappear to the NE; sometimes, it is associated with a roughly developped strain-slip cleavage, but not with metamorphism.*

During this phase there also occur many overthrusts parallel to the Main Thrust.

- *finally, the effects of the late strike-slip phase can be seen in the Southwestern part of the metamorphic area.*

As a conclusion, comparison of the two areas enables us to suggest a possible explanation by the plate tectonic model, with oceanization between Permian and Upper Jurassic, and possible subduction during Upper Cretaceous - Paleocene.

S O M M A I R E

INTRODUCTION 1

PREMIERE PARTIE - DOMAINE SEDIMENTAIRE 13

1. INTRODUCTION 15

2. STRATIGRAPHIE 17

2.1. PALEOZOIQUE - MESOZOIQUE 19

2.1.1. Autochtone 19

2.1.1.1. Introduction 19

2.1.1.2. Grès de Lalun 19

2.1.1.3. Formation de Mila 21

2.1.1.4. Permien 21

2.1.1.5. Formation triasico-jurassique 23

2.1.1.6. Formation jurassico-crétacée 25

2.1.1.7. Séries particulières 29

2.1.1.7.1. Horst de Dinarabad 29

2.1.1.7.2. Série au Sud Est du lac Irène . . . 31

2.1.1.8. Crétacé supérieur 31

2.1.1.8.1. Faciès de la Crushed Zone 31

2.1.1.8.2. Faciès du Zagros 32

2.1.2. Allochtone 33

2.1.2.1. Unités à radiolarites charriées au Crétacé supérieur 33

2.1.2.1.1. Unité du Kuh-e-Garri 33

2.1.2.1.2. Unité du Darreh Da'i 37

2.1.2.1.3. Comparaison avec d'autres secteurs de la Crushed Zone 39

2.1.2.2. Unité du Kuh-e-Farangui charriée au Miocène supérieur 39

2.1.2.2.1. Volcanites jurassiques et calcaires associés 40

2.1.2.2.2. Calcaires massifs crétacés 40

2.1.2.2.3. Calcaires et marnes du Crétacé supérieur 41

2.2. TERTIAIRE 43

2.2.1. Série type du Zagros 43

2.2.1.1. Formation de Taleh Zang 43
2.2.1.2. Formation de Kashkan 43
2.2.1.3. Formation de Shahbazan 45
2.2.1.4. Formation d'Asmari 45
2.2.1.5. Groupe du Fars 45
2.2.2. Série type de la Crushed Zone 45
2.2.2.1. Conglomérat basal 46
2.2.2.2. Calcaires lités 46
2.2.2.3. Calcaires récifaux 47
2.2.2.4. Marnes miocènes 47
2.2.2.5. Conglomérats Bakhtyari 48
2.2.2.6. Principales variations des séries tertiaires de la Crushed Zone 56
2.2.3. Séries allochtones d'origine plus interne 56
2.2.3.1. Complexe à volcanites paléocènes 56
2.2.3.2. Calcaires à alvéolines 57
2.3. QUATERNAIRE 59
2.3.1. Conglomérats plio-quaternaires 59
2.3.2. Conglomérats locaux 59
2.3.3. Terrasses 59
2.3.4. Quaternaire indifférencié 60
2.3.5. Glissements de terrain - écroulements 60
3. TECTONIQUE 61
3.1. PHASE DE CHARRIAGES FINI-CRETACEE - MISE EN PLACE DES UNITES A RADIOLARITES 65
3.1.1. Evidence du recouvrement anormal 65
3.1.2. Mode de mise en place 65
3.1.3. Age de mise en place 67
3.1.4. Extension de la nappe 67
3.1.5. Remarque sur les convergences de faciès entre autochtone et allochtone 68
3.1.6. Comparaison avec d'autres domaines 68
3.2. PHASE DE PLISSEMENTS PALEOCENE ET TRANSGRESSION DU NUMMULITIQUE 69
3.2.1. Age des plissements 69
3.2.2. Paléogéographie liée à la phase éocène 73
3.2.2.1. Kuh-e-Surkeh 73
3.2.2.2. Le chaînon de Dinarabad 77
3.2.2.3. Chevauchement du Kuh-e-Berenj et boutonnière anticlinale de Mirza Karim 77

3.2.2.4. Synthèse paléogéographique au Crétacé supérieur et au Nummulitique 79
3.3. PHASE TECTONIQUE POST-MIOCENE 83
3.3.1. Klippe du Kuh-e-Farangui 83
3.3.1.1. Age et mode de mise en place 83
3.3.1.2. Origine et structure 89
3.3.2. Complexe à volcanites paléocènes 89
3.3.3. Autres chevauchements post-miocènes 91
3.3.3.1. Chevauchement du Kuh-e-Takht Kala 91
3.3.3.2. Chevauchement du Kuh-e-Sar Sabz 91
3.3.3.3. Au Nord d'Akbarabad 93
3.3.4. Paléogéographie liée à la phase fini-miocène . . . 93
3.3.5. Conclusion 95
3.4. PHASE TECTONIQUE TARDIVE ET ACTUELLE 97
3.4.1. Manifestations actuelles 97
3.4.2. Caractères et ampleur du coulissement 97
3.4.3. Remarque sur les directions de fractures 99
3.4.4. Structure associée au décrochement: anticlinal du Kuh-e-Mishparvar 99
4. RESUME DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE 103

DEUXIEME PARTIE - DOMAINE METAMORPHIQUE 107

1. INTRODUCTION 109
2. LITHOLOGIE - STRATIGRAPHIE 111
2.1. COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE 113
2.1.1. Lithologie 113
2.1.1.1. Roches magmatiques et volcano-détritiques . 113
2.1.1.1.1. Roches magmatiques 113
- Roches effusives 115
- Roches filoniennes 116
2.1.1.1.2. Roches volcano-détritiques 117
- Greywackes 117
- Horizons tuffacés volcaniques à volcano-détritiques 119
- Horizons détritiques 119
2.1.1.2. Marbres et calcaires cristallins 119
2.1.1.3. Unité des leptynites 121
2.1.1.4. Conclusion 123

2.1.2. Stratigraphie 123
2.2. SCHISTES NOIRS MESOZOIQUES 125
2.2.1. Lithologie 125
2.2.2. Stratigraphie 125
2.3. CALCAIRES CRETACES 127
2.3.1. Lithologie et stratigraphie 127
2.3.1.1. Calcaires de Shazand 127
2.3.1.2. Calcaires de Kamandan-Para 128
2.3.1.3. Unité du Kuh-e-Farangui 128
2.4. CONCLUSIONS 129
2.4.1. Phase tectonique anté-aptienne 129
2.4.2. Variations de faciès dans le domaine métamorphique 129
3. METAMORPHISME ET MAGMATISME 133
3.1. METAMORPHISME ET GRANITISATION 135
3.1.1. Introduction 135
3.1.2. Faciès Schiste vert 139
3.1.2.1. Complexe volcano-sédimentaire 139
3.1.2.1.1. Série volcano-sédimentaire 139
3.1.2.1.2. Marbres 141
3.1.2.1.3. Leptynites 141
3.1.2.2. Schistes noirs mésozoïques 142
3.1.2.3. Calcaires crétacés 142
3.1.2.4. Conclusion 142
3.1.3. Faciès thermiques et mobilisations 145
3.1.3.1. Nomenclature 145
3.1.3.2. Coupe synthétique dans les faciès thermiques 147
3.1.3.3. Description des associations minérales . . 149
3.1.3.3.1. Schistes noirs mésozoïques 149
3.1.3.3.2. Zone à biotite - cordiérite 149
3.1.3.3.2.1. Séquence pélitique: micaschistes à cordiérite - grenat 149
3.1.3.3.2.2. Séquence carbonatée: skarn à trémolite - actinote 151
3.1.3.3.3. Zone à cordiérite - andalousite . . . 153
3.1.3.3.3.1. Séquence pélitique: schistes cornés et cornéennes mobilisées à cordiérite - andalousite . . . 153
3.1.3.3.3.2. Séquence carbonatée: skarn à hornblende 165

3.1.3.3.4. Zone à cordiérite - andalousite - sillimanite 167
3.1.3.3.4.1. Séquence pélitique: cornéennes mobilisées à cordiérite - andalousite - sillimanite . . . 167
3.1.3.3.4.2. Séquence hyperalumineuse . . . 170
3.1.3.3.4.3. Séquence carbonatée: skarn à wollastonite 171
3.1.3.3.5. Séquences particulières 172
3.1.3.3.5.1. Séquence arénacée: métaarkose . . 172
3.1.3.3.5.2. Séquence volcanique et volcano-détritique basique 173
3.1.3.4. Pétrogenèse et chronologie des cristallisations 175
3.1.3.5. Zonéographie du métamorphisme 179
3.1.3.6. Conditions du métamorphisme 179
3.1.3.6.1. Faciès métamorphiques 183
3.1.3.6.2. Conditions thermodynamiques du métamorphisme 183
3.1.3.6.3. Pression totale et pression fluide - pH 185
3.1.3.6.4. Suite des réactions minérales envisagée dans le cadre d'un métamorphisme croissant; problème du grenat . 187
3.1.3.6.4.1. Le grenat 187
3.1.3.6.4.2. L'andalousite 193
3.1.3.6.4.3. Fibrolite - sillimanite 193
3.1.3.6.5. Conclusion 195
3.1.4. Granites intrusifs 197
3.1.5. Anatexie 203
3.1.6. Métamorphisme de contact 206
3.2. ROCHES MAGMATIQUES BASIQUES 207
3.2.1. Etude détaillée 207
3.2.1.1. Les norites 209
3.2.1.2. Les diorites quartziques 213
3.2.1.3. Les granodiorites 219
3.2.1.4. Les xénolithes alumineux 220
3.2.2. Interprétation pétrogénétique des roches basiques 223
3.2.2.1. Chronologie des cristallisations 223

3.2.2.2. Phénomènes d'assimilation: "noritisation" 227
3.2.2.2.1. Evidence de l'assimilation 227
3.2.2.2.2. Nature du magma 230
3.3. CORTEGE FILONIEN 235
3.3.1. Filons basiques 235
3.3.2. Filons acides 236
3.3.2.1. Pegmatites 236
3.3.2.2. Aplites 236
3.3.2.3. Filons minéralisés 237
3.4. CONDITIONS DE LA PNEUMATOLYSE 239
3.5. CONCLUSIONS SUR LE METAMORPHISME ET LE MAGMATISME . . . 243
4. TECTONIQUE 245
4.1. PHASE CRETACE SUPERIEUR - PALEOCENE 247
4.1.1. Age 247
4.1.2. Nature 247
4.1.3. Direction 247
4.2. PHASE POST-PALEOCENE 249
4.2.1. Age 249
4.2.2. Nature 249
4.2.3. Direction 249
4.3. CONCLUSION 251
5. CONCLUSION GENERALE SUR L'ETUDE DU DOMAINE METAMORPHIQUE . . . 261

CONCLUSIONS 265

ANNEXES 273

BIBLIOGRAPHIE 277

GLOSSAIRE

Exemples: Kuh-e-Farangui = la montagne de l'étranger
Ab-e-Sard = eau froide
Zarnan = pain d'or

Ab = eau
Abad = village
Agha = chef

Bala = haut
Barik = étroit
Bijareh = pauvre
Bisheh = bois (forêt)
Bolagh = source (turc)

Da'i = oncle
Dar = porte
Darreh = vallée
Darvish = derviche (idéaliste)
Dasht = plaine
Deh = village
Dinar = sou (argent)
Djoub = petit canal
Do = deux
Dokhtar = fille

Esfand = mois du calendrier iranien

Farangui = étranger (occidental)

Gandab = marais
Garri = galeux
Ghapun = balance
Gusheh = coin (angle)

Kaka = noir (dialecte shirazi)
Kala = village (dialecte laure)
Kamar = roche (Kamareh)
Karim = gentil
Khan = chef (turc)
Khorram = endroit agréable
Kuh = montagne
Kuhneh = vieux

Malmir = grand troupeau mort

Mish = brebis

Namak = sel

Nan = pain

Nau = nouveau

Olia = haut (arabe)

Oshtoran (shotoran) = chameau

Pain = bas

Para = bas

Parvar = pacage

Pusht-e = derrière

Qal'eh = forteresse

Robat = caravansérail (Rabot)

Rud = rivière (Dorud = deux rivières)

Sabz = vert

Sar = sommet (tête)

Sarsakhti = obstiné

Sard = froid

Sefid = blanc

Shah = roi

Shahr = ville

Siyah = noir

Sofla = bas (arabe)

Sufreh = nappe (pour manger)

Surkeh = rougeâtre

Takht = siège

Tang = gorge (vallée profonde)

Zar = or

Zibah = joli

L'orogène alpino-himalayen, dans sa partie orientale, se divise en deux branches, au niveau de l'Est anatolien, qui viennent se réunir dans la constriction du Pamir. Ainsi s'individualise "l'ovale iranien" (irano-afghan en fait) défini par V.V. BELOUSSOV (1962), dont l'histoire est essentiellement alpine.

Il apparaît comme un vaste domaine pris entre les boucliers afro-arabe et eurasien (Fig. 1).

Toute la branche sud ouest de cet orogène, montre une succession de zones allongées NW-SE, parallèles entre elles, qui s'étendent depuis la frontière turco-irakienne, jusqu'au détroit d'Ormuz dans le golfe persique. Deux zones fondamentales y étaient classiquement reconnues (J. STOCKLIN, 1968) :

- Au Sud Ouest, le Zagros, considéré comme la couverture sédimentaire du bouclier arabe.
- Au Nord Est, un domaine dépendant de l'Iran central ou zone de Sanandaj-Sirjan, chevauchant le précédent.

A la suite d'études récentes, certains auteurs (J. BRAUD, H. BELLON, non publié) ont nuancé ce schéma, faisant notamment de la zone Sanandaj-Sirjan un domaine métamorphique interne du Zagros, et d'une manière plus générale, intégrant cet ensemble dans les chaînes péri-arabes sous le nom de Zagrides (L.E. RICOU, 1973). Enfin les caractères structuraux et paléogéographiques propres à chaque zone ont été précisés. On peut ainsi distinguer du S.W. au N.E., c'est à dire des zones externes aux zones internes :

- Le golfe persique qui représente le reste du bassin de sédimentation marine du Zagros, en voie de régression (G. BIZON, J.J. BIZON, L.E. RICOU, 1972).

- Le Zagros externe, ou sillon bordier (G. BIZON, J.J. BIZON, L.E. RICOU, 1972), caractérisé par de larges anticlinaux et synclinaux, se succédant régulièrement et dont les terrains concordants depuis le Paléozoïque jusqu'au Tertiaire n'ont été plissés qu'au Pliocène. En direction du Nord Est, les effets de la tectonique sont plus accusés et on passe ainsi à la "Crushed zone", (B.P. Co. Ltd. 1963), terme descriptif employé par les géologues pétroliers; nous l'utiliserons assez fréquemment pour désigner les secteurs où se développent des structures charriées.

On peut y distinguer deux virgations peu accentuées, celle du Kurdestan au Nord et celle du Fars au Sud, séparées par un segment plus rectiligne. C'est dans la concavité de ces virgations, que les deux zones suivantes ont été le mieux préservées. On peut ainsi définir :

- "Le domaine des nappes à radiolarites et ophiolites", mises en place au Crétacé supérieur sur la frange interne du Zagros. Il correspondra par la

Cadre géologique de la feuille Khorramabad

fig. 2

HAMADAN

KERMANSHAH

ARAK

BORUDJERD

KHORRAMABAD

GOLPAYGAN

47°

34°

48°

49°

33°

0 100Km

LEGENDE

Tertiaire

ride du Fars — bassin des flyschs — bas. de Qum

Domaine sédimentaire

- Domaine des nappes à radiolarite
- Autochtone de la crushed zone et du Zagros
- Diapirs du Précambrien

Dne métamorphique

- Intrusions paléocènes
- Couverture crétacée
- 1.Frange externe à volcanite 2.Série de type Iran central

- Charriages néocrétacés
- Charriages pliocènes
- Grand décrochement

D'après I.O.O.C., 1969 - THIELE O. et al., 1968 - BRAUD J. et BELLON H., 1973 - TCHALENKO J.S. et BRAUD J., 1973 - Collaborateurs G.S.I.

SCHEMA STRUCTURAL DE LA FEUILLE KHORRAMABAD

Conglomérats Bakhtyari

Tertiaire

Unités allochtones à radiolarites

Autochtone (Paléozoïque-Mésozoïque)

Complexe métamorphique et magmatique

Calcaires à Orbitolines

Schistes noirs

Complexe volcano-sédimentaire

Main Thrust

Chevauchements

Contact tectono-sédimentaire fini crétacé

Faille

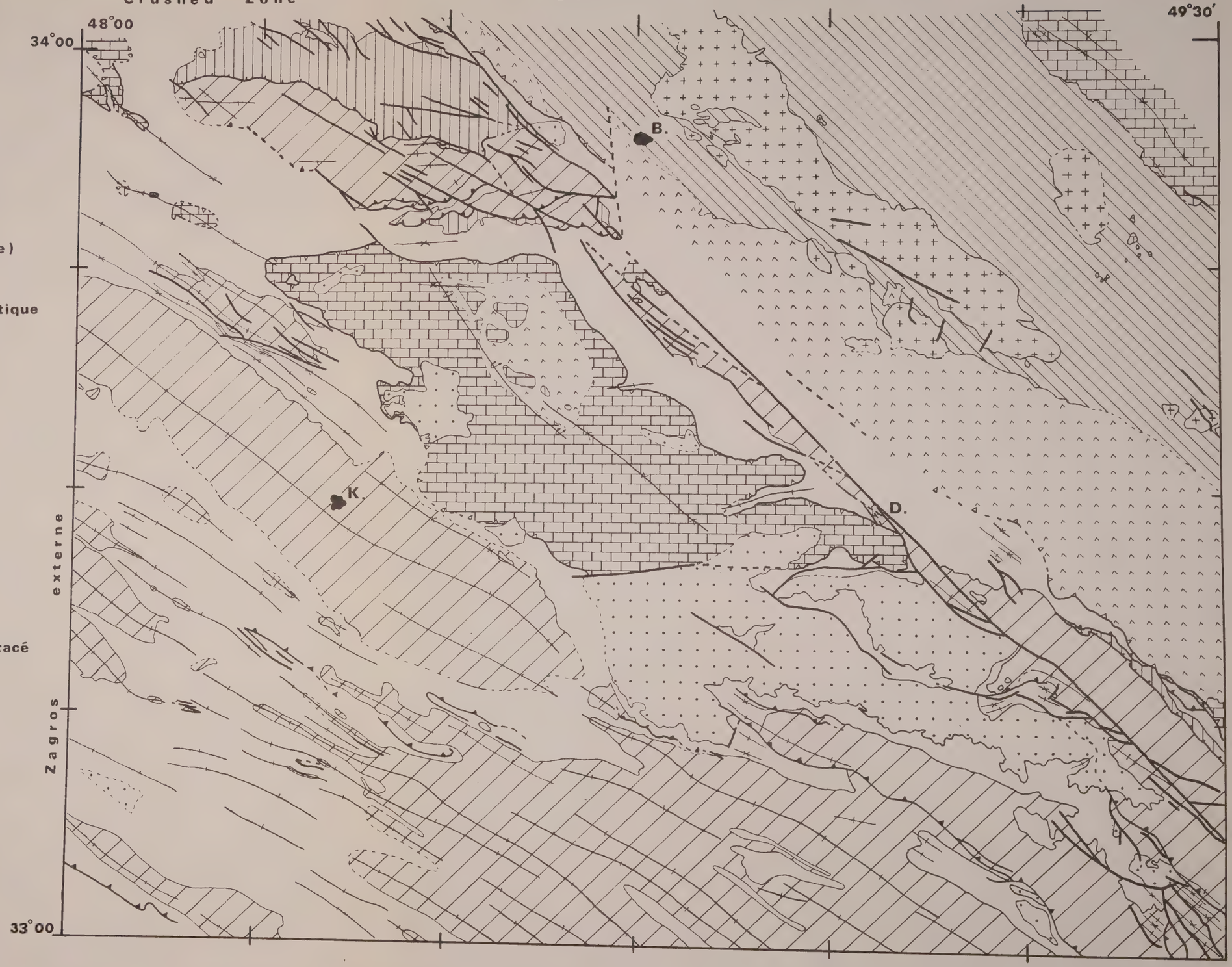
Axe anticlinal

Axe synclinal

K. Khorramabad

B. Borudjerd

D. Dorud



0 10 50 km

Fig. 3

suite à un alignement de paléoreliefs, persistant pendant tout le Tertiaire ("Ride du Fars").

- "Le domaine des flyschs tertiaires" ou "bassin des écailles tertiaires" ou "sillon de Deh Bid" qui a une évolution relativement indépendante du sillon bordier du Zagros externe dont il est séparé par la ride du Fars. Il assure la jonction, après le Crétacé supérieur, entre la bordure interne du Zagros et le domaine métamorphique.

- "Le domaine métamorphique" ; sa bordure a été charriée au Pliocène sur le ou les domaines précédents. L'accident qui l'en sépare ou "Main thrust" est à la fois un charriage et un coulissement. Nous parlerons donc de Main thrust pour le charriage, dans un sens restrictif, et de grand décrochement ou "Main fault" pour la faille coulissante.

Par rapport aux précédents ce domaine est caractérisé par une évolution relativement indépendante jusqu'au début du Tertiaire :

- des plissements anté-barrémiens;
- un ensemble de séries typiques de l'Iran central sauf dans sa bordure externe;
- un métamorphisme et des intrusions.

Il nous a donc paru préférable d'employer le terme de domaine métamorphique tout court et non pas "domaine métamorphique du Zagros", car son histoire n'est commune avec ce dernier qu'à partir du Crétacé supérieur-Tertiaire.

- Enfin plus au Nord Est apparaît la chaîne volcanique Urmiah-Dokhtar dont l'activité a débuté à l'Eocène.

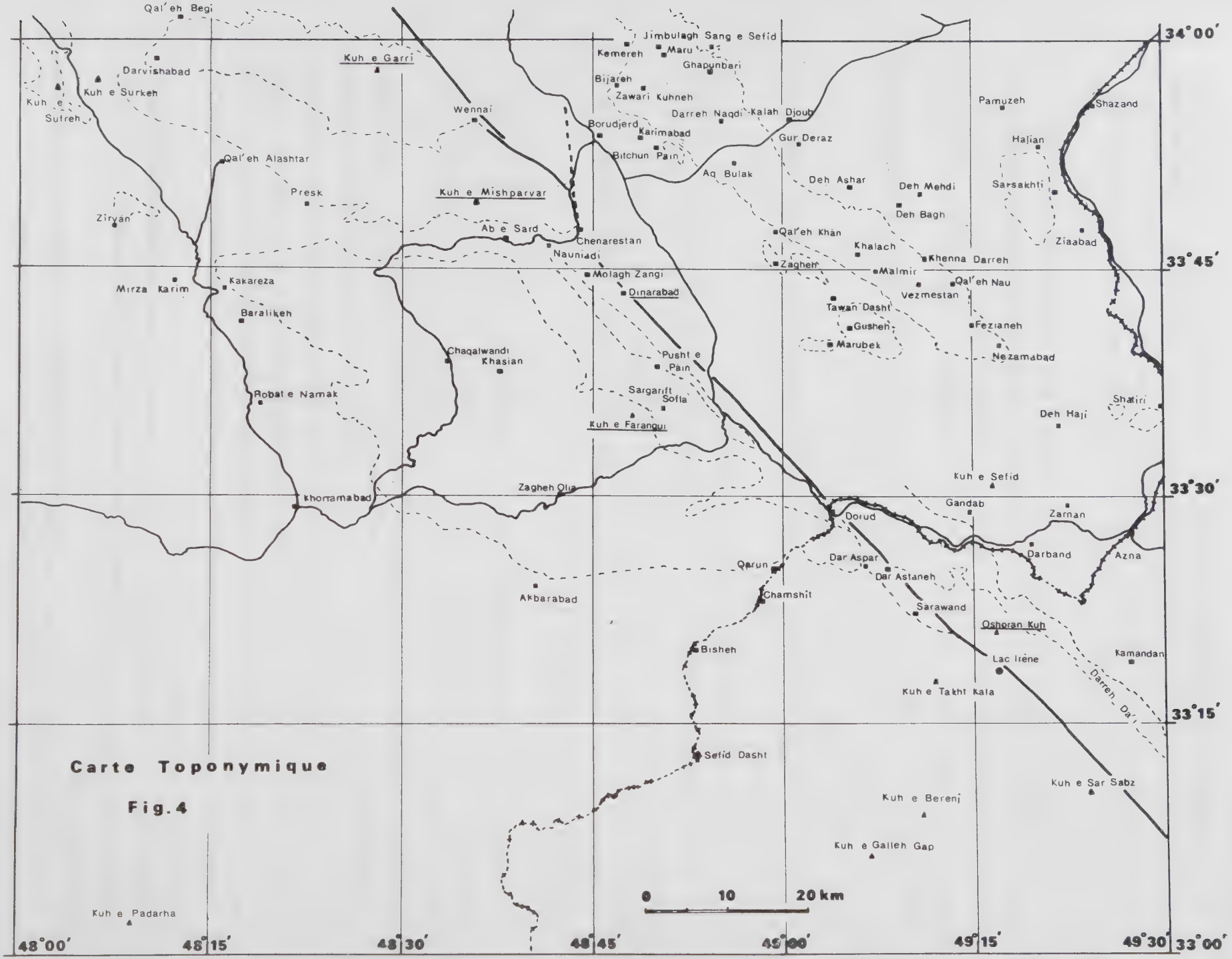
La feuille de Khorramabad qui a fait l'objet de notre étude (33°-34°N. 48°-49°30E.), est située à l'extrémité sud de la virgation du Kurdestan. On y retrouve la succession des zones précédentes; leurs limites traversent la feuille en oblique, grossièrement du Nord Ouest vers le Sud Est (Fig. 2).

Morphologiquement, le domaine sédimentaire non métamorphique, et plus particulièrement sa marge interne, la crushed zone, est un secteur très montagneux dont les sommets dépassent souvent 4000 m; ils contrastent violemment avec les croupes arrondies et monotones du domaine métamorphique. La limite entre les deux correspond à la vallée de Borudjerd, dont l'altitude moyenne est de 1500m.

Nous étudierons dans une première partie le domaine sédimentaire : Zagros externe et crushed zone.

Puis dans une deuxième partie nous traiterons du domaine métamorphique et plus particulièrement de ses aspects pétrogénétiques et des conditions de son métamorphisme.

Enfin nous essayerons dans un chapitre de synthèse de comparer et de corréler les événements respectifs ayant affecté les deux domaines.



Carte Toponymique

Fig.4

Coordonnées des différents lieux cités dans le texte

Ab-e-Barik	33°15' N	49°49' E
Ab-e-Sard	33°47	48°38
Akbarabad	33°24	48°40
Ali Gudarz	33°24	49°42
Aq Bulak	33°48	49°03
Azna	33°27	49°27
Baralikeh	33°40	48°20
Bijareh	33°58	48°48
Bisheh	33°18	48°52
Bitchun Pain	33°54	48°51
Borudjerd	33°54	48°45
Chamshit	33°23	48°58
Chaqalwandi	33°39	48°34
Chashmeh	33°50	48°58
Chenarestan	33°50	48°43
Dar Aspar	33°25	49°06
Dar Astaneh	33°24	49°09
Darband	33°26	49°19
Darreh Da'i	33°18	49°25
Darreh Naqdi	33°54	48°56
Darreh Wirreh	33°59	48°55
Darvishabad	33°59	48°12
Deh Ashar	33°50	49°06
Deh Bagh	33°49	49°09
Deh Haji	33°55	49°21
Deh Mehdi	33°49	49°12
Dezful	32°23	48°24
Dinarabad	33°43	48°48
Dorud	33°29	49°03
Fezianeh	33°40	49°17
Gandab	33°28	49°14
Ghapunbari	33°58	48°54
Golpaygan	33°27	50°17
Gur Deraz	33°53	49°01
Gusheh	33°41	49°05
Hajian	33°52	49°20
Hamadan	34°47	48°30
Ilam	33°38	49°26
Jimbulagh	33°59	48°50
Kakareza	33°42	48°20
Kalah Djoub	33°54	49°01
Kamandan	33°19	49°26
Karimabad	33°53	48°49
Kemereh	34°00	48°48
Kermanshah	34°18	47°05
Khalach	33°45	49°06
Khasian	33°39	48°38
Khenna Darreh	33°45	49°11
Khorramabad	33°29	48°21
Kuh-e-Berenj	33°08	49°12
Kuh-e-Dasht	33°32' N	47°36' E
Kuh-e-Farangui	33°35	48°49
Kuh-e-Galleh Gap	33°06	49°06
Kuh-e-Garri	33°58	48°28
Kuh-e-Mishparvar	33°51	48°35
Kuh-e-Padarha	33°02	48°09
Kuh-e-SarSabz	33°10	49°24
Kuh-e-Sefid	33°30	49°16
Kuh-e-Sufreh	33°57	48°03
Kuh-e-Surkeh	33°48	48°06
Kuh-e-Takht Kala	33°18	49°10
Lac Irène	33°18	49°17
Mahallat	33°53	50°30
Malmir	33°45	49°07
Maru	33°59	48°50
Marubek	33°40	49°03
Mirza Karim	33°45	48°10
Molagh Zangi	33°45	48°43
Nauniadi	33°47	48°41
Nezamabad	33°40	49°17
Oshtoran Kuh	33°21	49°16
Pamuzeh	33°55	49°18
Para	33°05	49°48
Presk	33°49	48°23
Pusht-e-Pain	33°37	48°52
Qal'eh Alashtar	33°41	48°16
Qal'eh Begi	34°02	48°12
Qal'eh Khan	33°47	48°59
Qal'eh Nau	33°44	49°13
Qarun	33°26	49°01
Robat-e-Namak	33°37	48°18
Sanandaj	35°19	47°00
Sang-e-Sefid	33°59	48°56
Sarawand	33°22	49°10
Sargarift Sofla	33°36	48°51
Sarsakhti	33°50	49°21
Sefid Dasht	33°13	48°53
Shamsabad	33°49	49°44
Shatiri	33°36	49°29
Shazand	33°55	49°24
Tang-e-Gamasiab	34°03	48°20
Tawan Dasht	33°43	49°04
Vezmestan	33°44	49°10
Wennai	33°55	48°35
Zagheh	33°45	48°59
Zagheh Olia	33°30	48°40
Zarnan	33°29	49°22
Zawari Kuhneh	33°57	48°49
Ziaabad	33°47	49°23
Zibah Mohammad	33°25	48°40
Ziryan	33°47	48°08

PREMIERE PARTIE

DOMAINE SEDIMENTAIRE

1. INTRODUCTION

La simple observation du type de relief dans le domaine sédimentaire permet de mettre en évidence les principales caractéristiques structurales de cette région. En effet, de part et d'autre d'une ligne Khorramabad - Akbarabad, on peut distinguer deux domaines à morphologie complètement différente:

- la partie sud ouest montre, selon une direction NW-SE, une alternance régulière de croupes arrondies et de larges vallées, les différences d'altitude étant de l'ordre de 1000 à 1500 m. Cette disposition est due à une succession de vastes anticlinaux et synclinaux, dans un type de relief conforme; elle est caractéristique du Zagros externe.

- la partie nord est, ou Crushed Zone, s'individualise nettement par une topographie beaucoup plus irrégulière et accidentée. Les traits les plus marquants de cette topographie sont:

. de puissants massifs calcaires dont l'altitude dépasse souvent 4000 m (du Nord Ouest au Sud Est, Kuh-e-Mishparvar, chaînon de Dinarabad, massif de l'Oshtoran Kuh,..); certains d'entre eux, comme le Kuh-e-Garri, sont en fait, nous le verrons, des unités allochtones;

. des dépressions dues à des formations en général nettement plus marneuses, que nous verrons être du Tertiaire;

. des montagnes élevées (3500 m), à relief tabulaire, entaillées de vallées profondes, situées essentiellement dans la partie sud est de la feuille, et constituées d'épaisses séries conglomératiques (Bakhtyari);

. une unité essentiellement calcaire, plus ou moins chaotique, à relief beaucoup plus mou que les premiers massifs cités, affleurant au centre de la feuille et dominant les dépressions marneuses tertiaires sur la plus grande partie de sa périphérie (Kuh-e-Farangui).

Tout au long de cette étude, nous maintiendrons la distinction que nous venons d'établir entre Zagros externe et Crushed Zone.

Dans une première partie, nous traiterons de la lithostratigraphie des formations affleurant dans ces deux zones, et principalement dans la Crushed Zone. Puis, nous tenterons de retracer l'histoire tectonique de la région.

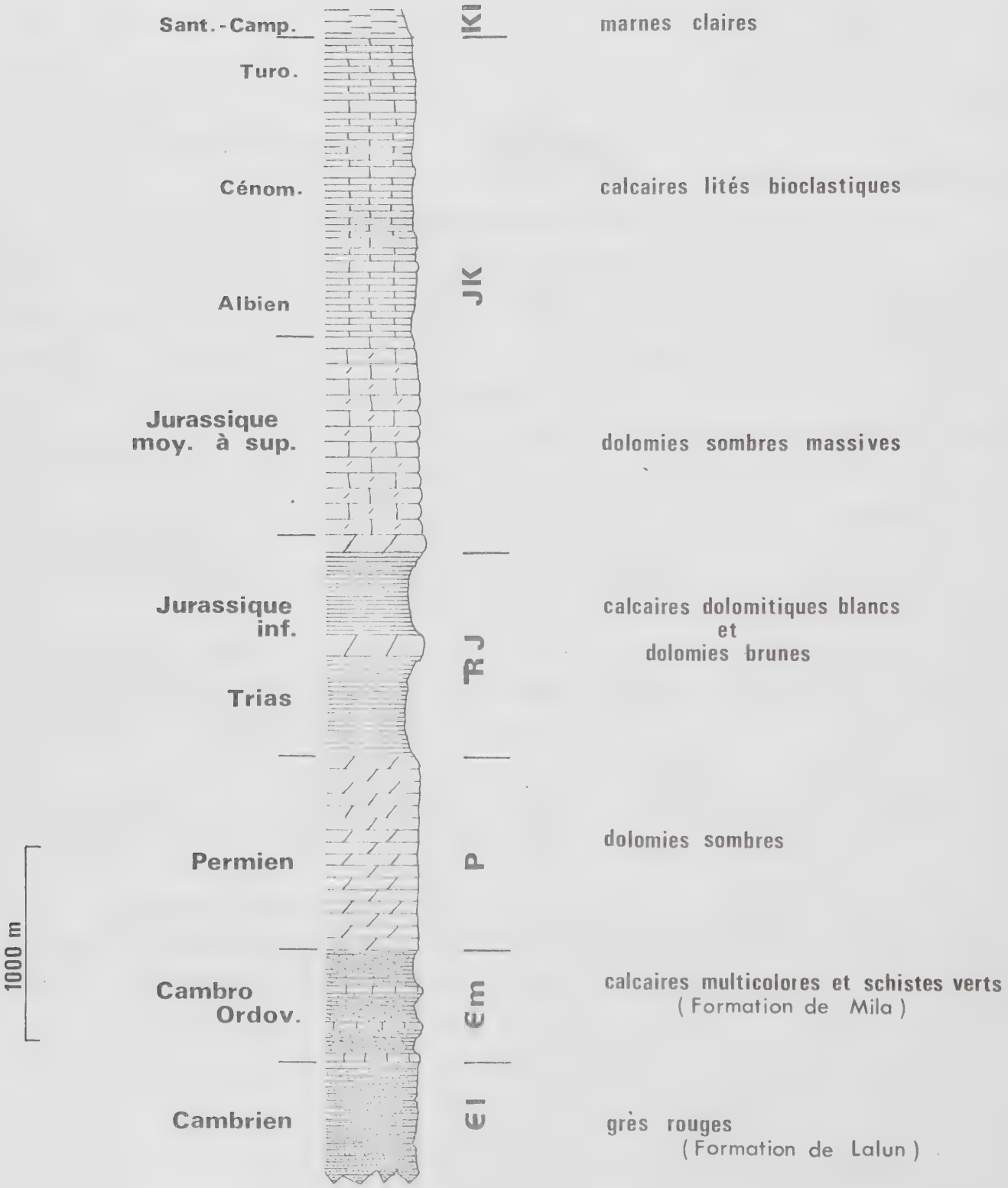
2. STRATIGRAPHIE

2.1. PALEOZOIQUE-MESOZOIQUE

2.2. TERTIAIRE

2.3. QUATERNAIRE

FIG.5 _ LOG SYNTHETIQUE DES SERIES MESOZ. _ PALEOZ. AUTOCHTONES DE LA CRUSHED ZONE



2.1. PALEOZOIQUE-MESOZOIQUE

2.1.1. Autochtone

2.1.1.1. Introduction

Nous avons principalement étudié l'autochtone de la Crushed Zone, au Nord, dans l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar et, au Sud, dans le massif de l'Oshtoran Kuh. Les séries, qui ont les mêmes caractères dans les deux massifs, atteignent une épaisseur totale d'environ 6500 m, sans discordance angulaire. Nous les décrirons donc synthétiquement.

Le petit chaînon de Dinarabad et la série située au Sud du lac Irène seront étudiés séparément car ils montrent des épaisseurs ou des faciès très particuliers.

Dans le Zagros externe, le Paléozoïque n'affleure pas, mais a été atteint par forages. Le Crétacé y est identique à celui de la Crushed Zone, sauf dans sa partie terminale. En effet, le Crétacé supérieur, largement représenté dans la zone externe, est pratiquement inexistant dans la Crushed Zone (du fait de la mise en place d'unités allochtones à cette époque).

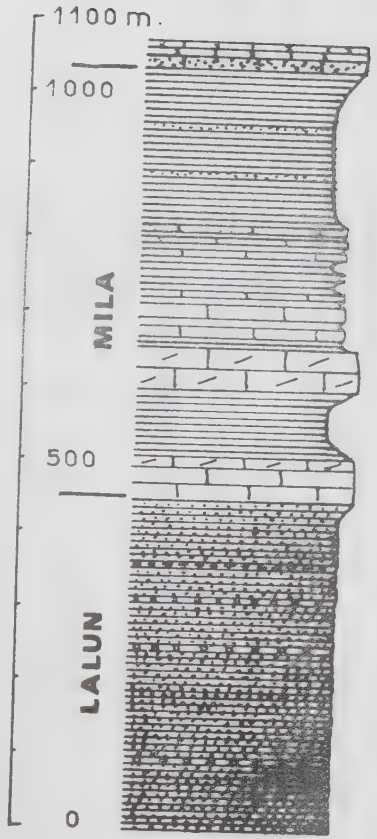
2.1.1.2. Grès de Lalun (ℰ1) (500 m) (Fig. 6)

Dans la partie la plus basse de la coupe de l'Oshtoran Kuh, on peut observer une séquence d'au moins 500 m de quartzites rouges et blanches, continentales, à bancs métriques, à litages entrecroisés très abondants, montrant rarement quelques ripple-marks. Certains lits contiennent parfois des galets siliceux centimétriques.

Une lame mince a montré une majorité de grains de quartz bien roulés mais aussi de feldspaths (plagioclases et potassiques), et quelques cordiérites entièrement séricitisées. Les grains sont fréquemment entourés par un liseré d'oxydes opaques. Le ciment est siliceux authigène.

Par analogie de faciès avec la formation bien connue en Iran et de par sa position sous des terrains datés du Cambro-Ordovicien, nous avons rapporté cette séquence aux "grès de Lalun" cambriens.

Fig. 6- COUPE DU PALEOZOIQUE INFERIEUR DANS L'OSHTORAN KUH



Schistes argilo-gréseux micacés verdâtres; parfois un peu de quartzite rouge

Calcaires finement cristallins multicolores (blanc, vert, rouge) très fossilifères (macrofossiles probablement cambriens : orthidés primitifs, cranidiums de trilobites, brachiopodes, algues, coraux) en bancs de 50 cm à 1 m

Calcaires finement cristallins multicolores

Schistes argilo-gréseux micacés gris-verts; débit en plaquettes

Calcaires très finement lités multicolores (blanc, vert, rouge)très fossilifères (orthidés); dans la partie supérieure, bancs décimétriques irréguliers avec interlits parfois lenticulaires de schistes argilo-gréseux micacés gris-verts

Calcaires plus ou moins dolomitiques gris et jaunes; bancs métriques

Schistes argilo-gréseux micacés gris-verts

Calcaires amygdalaires gris-jaunes, dolomitiques vers le haut; petits litages obliques, lits centimétriques

Quartzites blanches

Quartzites sombres micacées

Quartzites rouges et blanches à litages entrecroisés; parfois légère tendance conglomératique (galets centimétriques)

2.1.1.3. "Formation de Mila" (Em) (600 m) (Fig. 6)

Pour la même raison (analogie de faciès) nous attribuons à la formation de Mila des successions affleurant dans la coupe de l'Oshtoran Kuh et dans celle de Dinarabad (1).

Il s'agit d'une alternance de 600 m de schistes argilo-gréseux, séricitеux, verdâtres, à débit en plaquettes, et de calcaires finement cristallins, multicolores, très fossilifères (brachiopodes, algues, coraux; indiquant un milieu peu profond). Ils ont principalement livré des orthidés et autres brachiopodes primitifs, ainsi que des cranidiums de trilobites indiquant un âge cambrien possible, conforme à l'âge cambro-ordovicien de la formation de Mila dans les régions classiques (2).

2.1.1.4. Permien (P) (1000 m) (Fig. 7)

Il affleure dans la coupe de l'Oshtoran Kuh, dans le horst de Dinarabad, au-dessus de la formation précédente, et au coeur de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar.

Il s'agit d'une épaisse succession (1000 m environ) de calcaires plus ou moins dolomitiques à patine brune, gris clair à gris sombre en cassure, parfois fétides, finement lités, gréseux ou biodétritiques vers la base, plus massifs vers le sommet. Ils contiennent parfois des lits de silex et de rares intercalations de marnes charbonneuses noires. Les niveaux biodétritiques ont fourni en abondance des fragments de gastéropodes, brachiopodes, lamellibranches, de nombreux coraux solitaires ou en petites colonies, des bryozoaires, crinoïdes, algues.

La microfaune permienne, très abondante, est la suivante:

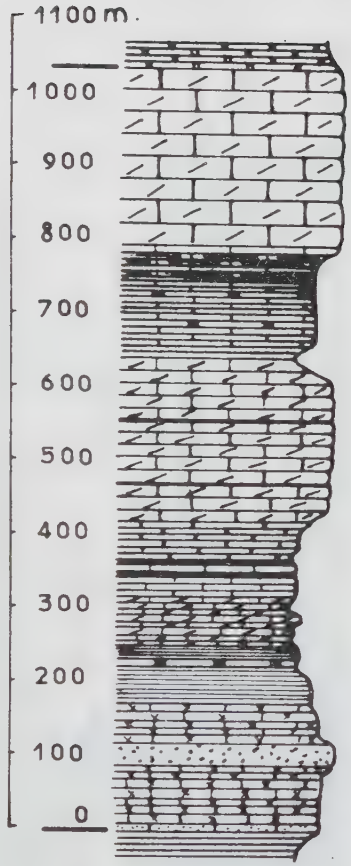
Staffela sp
Padangia sp
Pseudovermiporella sp
Agathammina sp
Biserammina sp

-1- On se reportera à la figure 4 pour la situation des différentes localités citées dans le texte.

-2- Des déterminations rapides faites en 1971 au Geological Survey of Iran sur des macrofossiles de la série de Dinarabad donneraient un âge permien inférieur possible (?):

Heritschia ? sp
Iranophyllum ?? sp
peut-être *Pseudohuangia stocklini* (MINATOLKATO)

Fig. 7- COUPE DU PERMIEN DANS L'OSHTORAN KUH



Dolomies blanchâtres

Cherts noirs en lits discontinus de 1 à 2 cm d'épaisseur

Calcaires lités (20 à 50 cm) gris ;quelques lamellibranches; quelques lits de calcaire noir fétide.

Interlit marneux (microfaune du Permien supérieur à Globivalvulina, Pachyphloïa, Geinitzina)

Dolomies gris clair à altération brune, en bancs de 50 cm à 1 m; petits niveaux charbonneux; quelques petits bancs à coralliaires

Calcaires gris noir en bancs de 20 cm à 1m

Marnes charbonneuses noires (5 m) à polypiers, gastéropodes (microfaune du Permien supérieur à Hemigordius, Globivalvulina, Gymnocodium, Mizzia)

Calcaires gris noirs

Calcaires dolomitiques gris fétides à silex en rognons noirs; polypiers solitaires et coloniaux, crinoïdes; bancs décimétriques à métriques

Calcaires à lits de silex

Calcaires noirs fétides; bancs décimétriques

Calcaires à lits de silex noirs; nombreux polypiers

Calcaires à débris mal lités, plus ou moins dolomitiques; polypiers solitaires, débris de coquilles (microfaune du Permien supérieur à Plectogyra, Climacammina, Pachyphloia, Agathammina pusilla, Geinitzina, Vermiporella, Deckerella, Tubiphytes)

Quartzites blanches parfois un peu ferrugineuses, en bancs de 2 m

Calcaires à débris à patine grise, cassure sombre, bancs de 30 à 50 cm; nombreux polypiers solitaires (microfaune du Permien à Staffella, Padangia, Pseudovermiporella, Agathammina, Globivalvulina, Biserammina, Endothyra)

Niveaux gréseux à la base

Endothyra sp
Pachyphloia sp
Macroporella sp
Cilimacammina sp
Paratextularia sp
Cribrogenerina sp
Geinitizina sp
Globivalvulina biserialis
Millerella sp
Hemigordiopsis sp
Neoschwagerina sp
Fenestrellina sp

Un pygidium de trilobite (*cf Pseudophillipia sp*) indique un âge Permien probablement Permien supérieur.

Des échantillons pris au sommet de la séquence dans la coupe du horst de Dinarabad ont fourni un âge permien terminal:

Dagmarita sp
Vermiporella nipponica
Agathammina pusilla (GEINITZ) Djulfien

Climacammina gigas
Climacammina sphaerica ?
Mizzia sp
Chusenella sp Mughabien

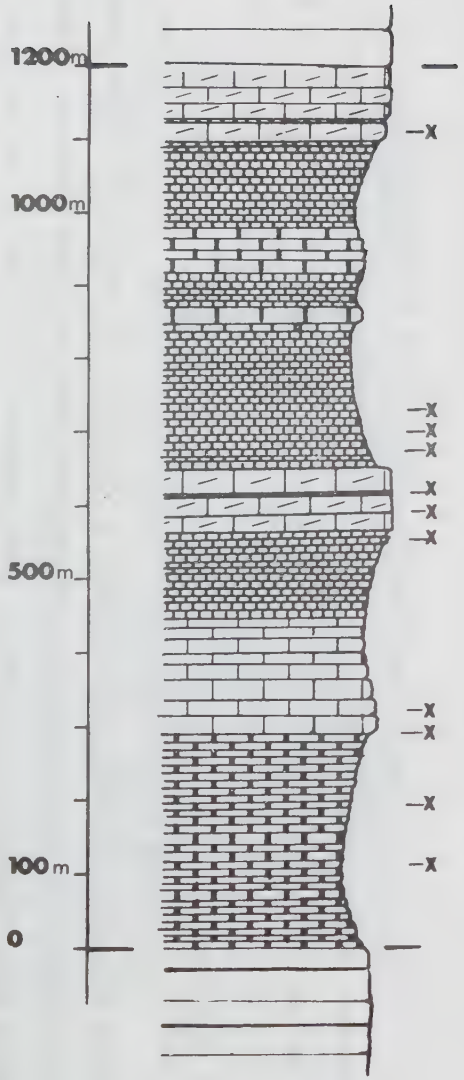
On aurait donc lacune (ou série extrêmement réduite) de tout le Paléozoïque moyen; la carte de la B. P. Co Ltd (1963) mentionne à la base des calcaires et dolomies permiens un mince niveau de calcaire gréseux silicifié attribué au Carbonifère (?).

2.1.1.5. Formation triasico-jurassique (TR-J) (1000 à 1200 m) (Fig. 8)

Il s'agit d'une unité lithologique facile à différencier, qui forme dépression dans la topographie et montre, d'un affleurement à l'autre, d'appréciables variations de faciès et d'épaisseur. Les deux coupes les plus complètes sont situées sur le flanc sud ouest de l'Oshtoran Kuh et dans l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar.

Il s'agit d'une alternance régulière de fins lits (10 à 50 cm) de dolomies blanches, roses ou bleutées, à altération blanchâtre, localement gréseuses ou siliceuses, et de calcaires dolomitiques plus ou moins marneux. Dans cette séquence sont intercalés des bancs plus massifs (1 à 3 m) de calcaires dolomitiques

Fig. 8- COUPE DES FORMATIONS TRIASSICO-JURASSIQUES DANS L'ANTICLINAL DU KUH-E-MISHPARVAR



Dolomies sombres à altération caverneuse alternant vers la base avec des calcaires en plaquettes décimétriques bleutés

Calcaires en plaquettes décimétriques bien lités plus ou moins gréseux , de couleur noire, blanche ou jaune

Calcaires en bancs de 30 cm à altération noire, localement bréchiques

Calcaires en plaquettes de 10 à 20 cm, à altération blanche, bleue, jaune, rose, avec débris de fossiles abondants

Bancs de 50 cm de calcaires très dolomitiques sombres, présentant des interlits très fins riches en débris de fossiles, articles de crinoïdes etc...; nombreuses figures de remaniement synsédimentaire

Bancs de 20 cm de calcaires à patine grisâtre et pâte grise très fine; quelques niveaux roses; nombreuses figures de bioturbation, bird eyes ...

Bancs de 20 cm à 1 m de calcaires blancs d'aspect crayeux

Calcaires en plaquettes de 10 à 20 cm d'épaisseur, blancs, bleus, jaunes ou roses; bioturbation fréquente, convolutes, structures en tepee, bird eyes ...

X (signifie azoïque ou dolomitique)

formant des ressauts. Dans la partie finement litée, on peut observer d'abondantes figures de sédimentation, convolutes, microslumps, etc... et souvent les surfaces de banc montrent des phénomènes de bioturbation ou de corrosion.

La séquence tout entière est riche en fragments de fossiles, malheureusement généralement non déterminables, comme des gastéropodes, pectens, fragments d'algues, échinides, ostracodes, bryozoaires, coraux, characées...

Néanmoins la partie inférieure a fourni des fossiles probablement du Trias supérieur:

Pseudomonotis sp

Paleotextularia sp

De plus, près de Sarawand (à la terminaison nord ouest du massif de l'Oshtoran Kuh) cette séquence a livré *Unionites sp (?)* du Trias inférieur (Scythien).

La partie supérieure contient une microfaune probablement jurassique:

Actinoporella sp

Lithocodium sp

Curnubia sp

Remarquons que, dans la partie occidentale du Kuh-e-Mishparvar, cette séquence carbonatée semble passer latéralement à des cherts à radiolaires et à des roches volcano-détritiques. Malheureusement, la zone de transition est recoupée et cachée par des fractures.

2.1.1.6. Formation jurassico-crétacée (JK) (3000 m) (Fig. 9)

Au dessus de la combe triasico-jurassique vient une puissante formation calcaire.

De la base au sommet, on a pu y distinguer trois membres:

- une cuesta de calcaires dolomitiques en gros bancs contenant quelques niveaux oolithiques à faune jurassique moyen-supérieur:

Pfenderina trochoïdes

Cyclammina sp

Nautiloculina oolithica

Haurania amiji

Lithoporella elliotti

Lithocodium cf japonica

Dasycladacae

Crinoïdes

- des calcaires dolomitiques bleu sombre, bioturbés, finement lités, alternant avec des niveaux biodétritiques jaunes, roses ou blancs. Localement

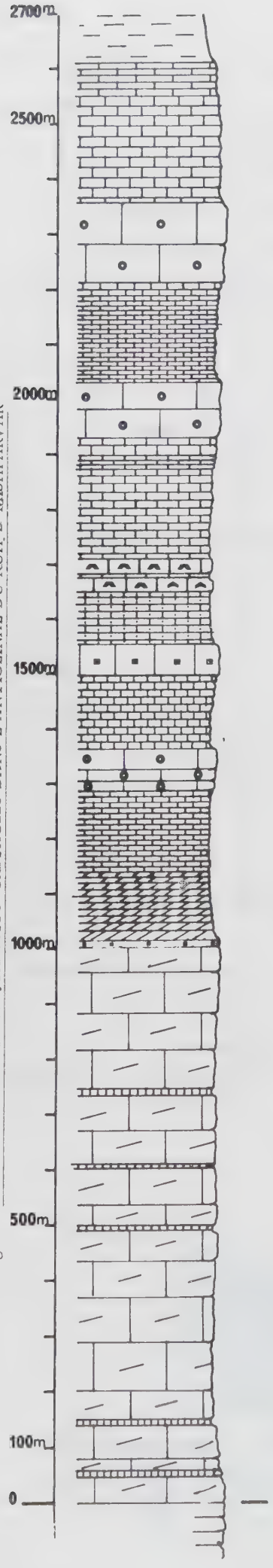


Fig. 9 - COUPE DES FORMATIONS JURASSICO-CRETACEES DANS L'ANTICLINAL DU KUH-E-MISHPARVAR

Fins niveaux marno-gréseux devenant très rapidement marneux et détritiques (marnes à Globotruncana)

Calcaires en plaquettes en niveaux de 5 à 10 cm d'épaisseur, de couleur généralement blanche (Valvulamina picardi)

Calcaires bleutés bien lités en petits bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur (Valvulamina picardi, Pseudochrysalidina carica, Orbitolina)

Barre massive, biodétritique, riche en hippuritidés; bancs de 3 à 4 m d'épaisseur

Calcaires en petits bancs (10 à 30 cm) généralement bleutés (Valvulamina picardi, Ovalveolina, Taberina ...)

Barre massive riche en hippuritidés

Bancs de calcaires bleutés, pseudobréchiques à passées très dolomitiques blanches (Taberina bingistani, Spiroloculina)

Niveau massif, bancs de 40 cm, localement bréchique

Alternance régulière de calcaires en petits bancs de 10 à 15 cm, de couleur blanche ou bleue, légèrement détritiques (Ovalveolina ovum ...)

Banc massif un peu gréseux de couleur ocre

Calcaires bleutés en bancs décimétriques, localement demi-métriques (Taberina, Spiroloculina, Dictyoconus...)

Niveau à huîtres

Séquence de calcaires bleutés en bancs de 5 à 30 cm d'épaisseur, devenant gris et fortement dolomitisés vers la base (Ovalveolina, Taberina)

Niveau gréseux de couleur ocre

Niveau de calcaires dolomitiques bleus décimétriques

Série massive très dolomitique; gros bancs (1 à 3 m de puissance) de calcaires dolomitiques sombres, riches en pistes de vers, en débris de lamellibranches, (Nautiloculina oolithica, Haurania, Lithoporella).
Ces gros bancs alternent avec des petits niveaux de calcaires décimétriques gris-bleutés, oolithiques, ou à débit en plaquettes, à pâte fine, grise ou jaunâtre

se développe une falaise de calcaires cristallins blancs, massifs, à débris de rudistes.

- la partie supérieure est elle aussi bien litée et bioturbée; des niveaux de calcaires en plaquettes contiennent parfois des lits de silex clairs.

Ces deux derniers membres ont fourni une abondante microfaune de l'Albien-Cénomanien:

Orbitolina sp
Taberina bingistani
Spiroloculina sp
Ovalveolina ovum
Dictyoconus sp
Valvulammina picardi
Pseudochrysalidina conica
Multispirina iranensis
Pithonella ovalia
Pithonella trejoi
Nezzazata sp
Bacinella irregularis
Prealveolina sp
Octoloculina sp
Pseudoolithuonella sp
Dokhania sp
Lithocodium sp
Cuneolina sp

Des hippurites indiquent un âge crétacé supérieur pour la partie terminale.

Toute cette série est fréquemment dolomitisée secondairement. (D'autre part, près du village de Dar Astaneh, une séquence de marnes et calcaires marneux (environ 500 m) est intercalée dans les calcaires. Nous ne l'avons retrouvée nulle part ailleurs).

Le Néocomien n'a jamais pu être mis en évidence: il pourrait soit être limité à une mince épaisseur et avoir échappé aux observations, soit correspondre à une lacune caractéristique de cette zone interne du Zagros.

Notons enfin, aux environs de Presk (flanc sud chevauchant de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar) et à 3 km au Nord Est de Sarawand, l'interstratification de quelques niveaux de cherts, de brèches radiolaritiques et parfois de marnes à radiolaires dans le Cénomanien.

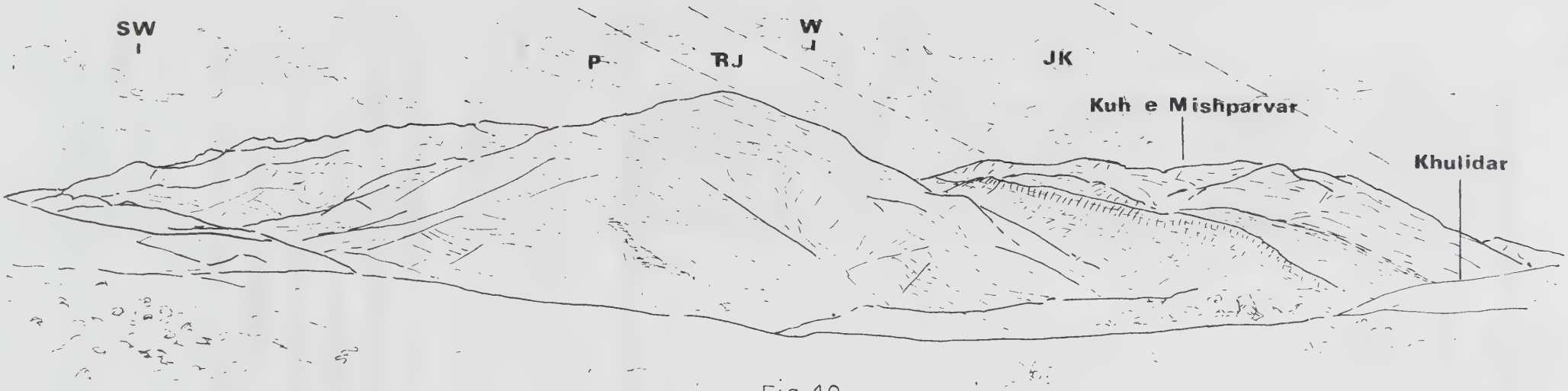
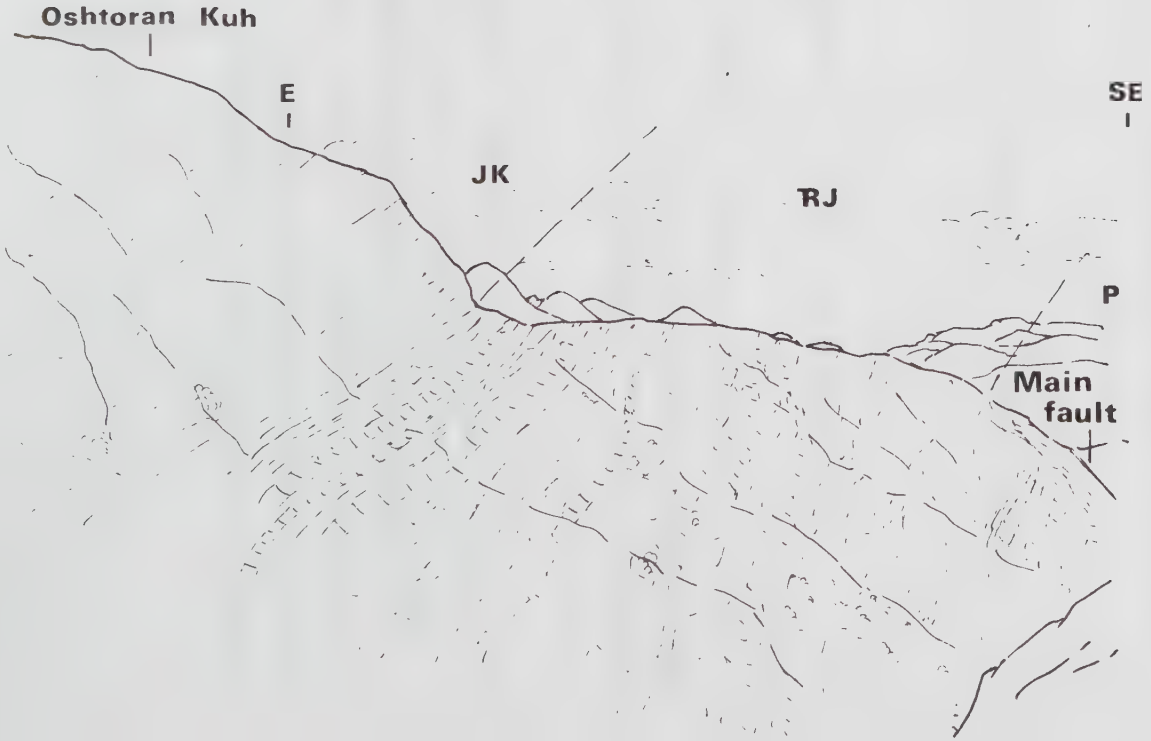


Fig.10$_a$



P Permien

RJ Trias-Jurassique

JK Jurassique-Crétacé

Séries autochtones paléozoïques et mésozoïques de la Crushed Zone

Fig.10$_b$

2.1.1.7. Séries particulières

2.1.1.7.1. Horst de Dinarabad

La série a ici une épaisseur réduite (Fig. 11).

- Le Permien est comparable à celui des coupes précédentes (calcaires plus ou moins biodétritiques ou dolomitiques souvent dolomitisés secondairement contenant parfois des niveaux à silex).

Il y est également bien daté par la faune suivante:

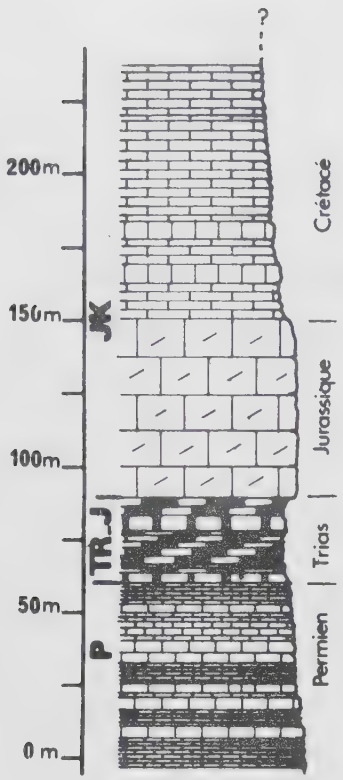
Neoschwagerina sp
Pachyphloia sp
Pseudovermiporella sp
Agathammina sp
Padangia sp
Paratextularia sp
Globivalvulina sp
Hemigordius sp
Ostracodes
Bryozoaires
Echinides

- Le Trias-Jurassique est réduit (70 m); la succession commence par des faciès rubanés et des calcaires dolomitiques ruiniformes; dans la partie supérieure elle devient plus finement litée avec des caractères pseudoolithiques.

- Crétacé: au dessus d'une falaise de 50 à 60 m de calcaires sublithographiques bleu sombre, qui pourraient être d'âge jurassique (*Clypeina*), apparaît une séquence régulièrement litée (300 m). Le faciès, l'altération, et l'épaisseur des bancs rappellent le Crétacé (JK) des coupes précédentes.

La microfaune a donné un âge albien-cénomanien:

Orbitolina sp
Cuneolina sp
Pseudochrysalidina sp
Nezzazata sp
Ovalveolina sp
Mesorbitolina cf praeconica (MEHES)
Orbitolina G III (HOLFER)
Alsorbitolina cf minuta (DOUGLASS)
Milioles



Série régulièrement litée en bancs de 30 cm de calcaire gris clair ou noirâtre riche en orbitolines.
Quelques grosses barres de calcaires bleus à blancs très dolomitisés présentant des vacuoles (pistes de vers , terriers).

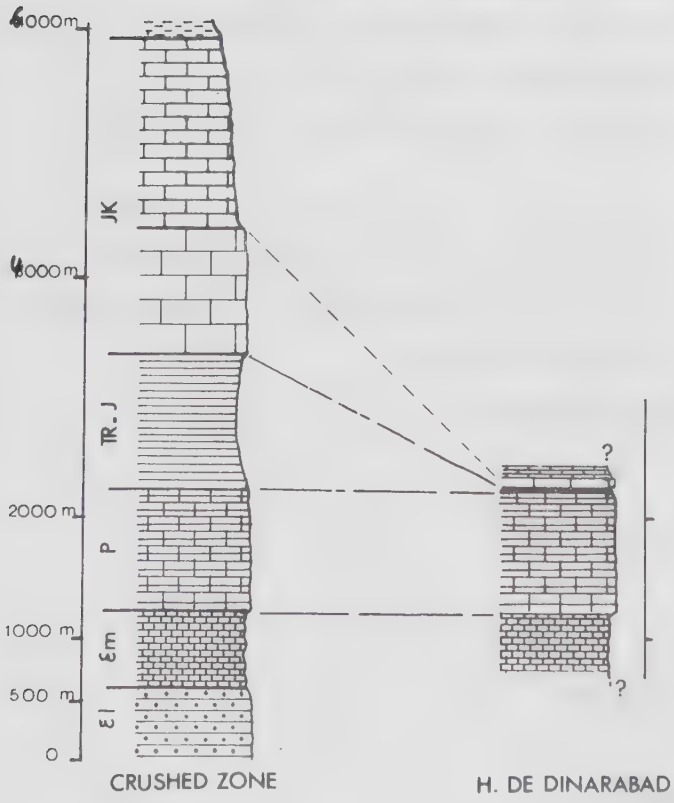
Bancs de 10 m d'épaisseur formant une falaise abrupte de 60 m environ
Calcaires jaune clair ou bleu très foncé à cassure fine ou esquilleuse, sublithographiques ou oolithiques. (Clypeina sp.)
Localement présence de gros coralliaires ou de fragments de lamellibranches recristallisés.
Niveaux très dolomitiques en bancs de 20 cm à 1 m d'épaisseur, à altération caverneuse, et de couleur brunâtre, jaune. Le contact avec la barre susjacente se fait brutalement.

Calcaires bleus en bancs de 30 cm alternant avec de fines plaquettes biodétritiques gélives. Silex en lits ou en rognons abondants.

Calcaires en bancs de 50 cm à plusieurs m, à altération marron et cassure bleue. Lamellibranches oxydés en surface de bancs fréquents. (Neoschwagerina sp. Globovalvulina sp. Pachyphloïa sp.)

Fig. 11 : - LOG SCHEMATIQUE DE LA SERIE REDUITE DE PUSHT-E-PAIN (HORST DE DINARABAD).

- VARIATION D'EPAISSEUR DU MESOZOIQUE ENTRE LA SERIE-TYPE DE LA CRUSHED ZONE ET CELLE DU HORST DE DINARABAD.



C'est donc à partir du Trias que la série du horst de Dinarabad se différencie: Trias - Jurassique - Crétacé épais d'environ 400 m (plus de 4000 m ailleurs).

2.1.1.7.2. Série au Sud Est du lac Irène

Face au flanc sud de l'Oshtoran Kuh vient, entre le Permien et le Crétacé datés, une alternance de marnes et calcaires bitumineux à la base, devenant plus calcaire vers le sommet. Elle contient en abondance des silex noirs ou blancs (jusqu'à 50 %), formant parfois de véritables lits, et quelques bancs de calcaires charbonneux feuilletés gris sombre.

Les derniers niveaux ont fourni des bélemnites et une microfaune du Jurassique supérieur:

Haurania sp

Valvulammina jurassica ?

Radiolaires

Cette succession pourrait être l'équivalent de marnes bitumineuses antérieurement décrites dans le Zagros par les géologues de la B. P. Co Ltd (1963).

2.1.1.8. Crétacé supérieur

Les faciès, identiques dans le Zagros et la Crushed Zone du Jurassique au Crétacé, se différencient nettement au Crétacé supérieur.

2.1.1.8.1. Faciès de la Crushed Zone (K1)

On peut les étudier aussi bien sur le versant nord est de l'Oshtoran Kuh que sur le flanc nord de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar: au-dessus des grandes dalles structurales cénomano-turoniennes, la partie supérieure du Crétacé passe transitionellement quoique très rapidement et par l'intermédiaire de calcaires en plaquettes à un faciès franchement marneux. Ce dernier est composé de marnes calcaires, shales ou calschistes de couleurs variées: blanche, grise, verte, jaune, ocre, rouge-violacé. Le haut de la série se charge progressivement en éléments fins, bréchiques ou conglomératiques de radiolarite et jaspe.

L'épaisseur totale de cette formation ne dépasse jamais 100 m.

Latéralement, au pied du Kuh-e-Surkeh, dans la partie la plus occidentale de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar, la série, plus épaisse, est composée d'une alternance de gros bancs calcaires (identiques à ceux du Cénomano-Turonien sous-jacent) et de marnes jaunes. On peut considérer cette formation comme intermédiaire entre celle propre à la Crushed Zone et celle propre au Zagros externe où

elle se développe plus largement (cf. 2.1.1.8.2.).

Tous ces niveaux nous ont donné un âge campano-maestrichtien avec:

Globotruncana arca
Globotruncana bulloïdes
Globotruncana lapparenti tricarinata
Globotruncana cf citue
Globotruncana cigali
Globotruncana stuartiformis
Globotruncana concavata
Globotruncana coronata
Globotruncana carinata
Globotruncana fornicata
Globotruncana primitiva
Globotruncana cf elevata
Hedbergella sp
Calcisphaerula innominata lata
Stomiosphaera sphaerica
Pithonella ovalis
Orbitolides media
Heterohelix sp
Inoceramus sp

2.1.1.8.2. Faciès du Zagros (Ks-Ka)

- Le Crétacé moyen de l'anticlinal de Khorramabad passe à une série de calcaires en bancs décimétriques jaunes à altération blanche ayant fourni une faune sénonienne (alvéolinidés et rudistes, B.P.Co Ltd, 1963), puis à des calcaires marneux et marnes bleues.

L'épaisseur de ces trois derniers termes est variable: 1000 m à Khorramabad, plus de 1500 m au Nord Ouest de la feuille.

Au Sud et à l'Est, sur les feuilles de Dezful et d'Ilam - Kuh-e-Dasht, les formations sont beaucoup plus épaisses et différenciées ("formation d'Ilam").

- Vers le haut, ces assises marneuses se chargent en apports détritiques de radiolarites, jaspes et cherts pour constituer le "flysch Amiran" des géologues pétroliers.

A proximité de Khorramabad, le terme de flysch est impropre. En effet, on observe une barre massive, à altération noire, de 600 m d'épaisseur, de conglomérats siliceux à matrice gréseuse. On peut y voir de nombreux litages obliques.

Mais en général, ces conglomérats ne sont pas aussi développés. Ils passent latéralement à des marnes noires, bleues, vert-olive, gréseuses à silteuses, contenant des lentilles à galets plus ou moins importantes.

Remarquons que la taille des éléments, toujours bien roulés, dépasse rarement 20 cm, avec une moyenne de 5 cm.

Les travaux des géologues pétroliers ont également montré que les éléments détritiques devenaient plus fins vers le Sud Ouest; ce qui indiquerait une alimentation par la marge interne du Zagros.

Au Nord de Khorramabad, près de Robat-e-Namak, les conglomérats sont surmontés par des calcaires biodétritiques et des calcaires à hippuritidés (*Vaccinites*) du Maestrichtien:

Loftusia sp
Dicyclina sp
Rotalia sp
Pseudolithotamnium album

Par contre, à l'extrême Sud Ouest de la feuille, dans l'anticlinal du Kuh-e-Padarha, la même formation a été datée du Paléocène par les géologues pétroliers (B.P. Co Ltd, 1963).

Ce faciès a donc une extension variable dans le temps. Ce problème particulier sera abordé ultérieurement (cf. 3.2.).

2.1.2. Allochtone

2.1.2.1. Unités à radiolarites charriées au Crétacé supérieur

L'autochtone précédemment décrit supporte,en pseudo-continuité stratigraphique sur le Crétacé supérieur, des séries qui sont caractérisées par le développement de formations à radiolarites.

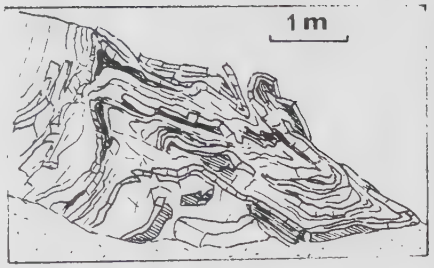
2.1.2.1.1. Unité du Kuh-e-Garri

S'allongeant parallèlement au flanc nord de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar, le massif du Kuh-e-Garri, unité géographique et géologique de 10 km de large sur 40 km de long culminant à 4000 m d'altitude, est un bloc à valeur monoclinale penté vers le Nord. Bien que très replissée, froissée et clivée dans le détail, la série ne comporte pas d'accident tectonique majeur.

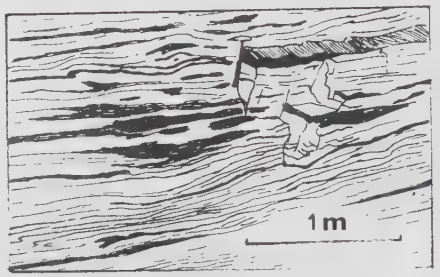
On peut ainsi relever du Sud au Nord la superposition stratigraphique suivante:

- un complexe de base à olistholites (cf. 3.1.2.);
- la formation à radiolarites principale (déterminant une combe large de 1 à 5 km);

Fig.12 – Coupe au N.W. de Darvishabad : radiolarites



Détails dans les calcaires à cherts.



Radiolarite et jaspe

Tuf vert

Calcaire blanc et rose
Calcaire à chert
Calcaire gréseux
Calcaire pseudo-oolithique
Grès rouge

Brèche de calcaire blanc à ciment rose

- un ensemble de calcaires blancs formant une ligne de crête claire;
- une petite combe radiolaritique d'une cinquantaine de mètres;
- une épaisse série calcaire, litée, d'au moins 3000 m de puissance dominant, parfois par une falaise de plus de 1000 m, les formations précédentes. La base de cette série montre des récurrences radiolaritiques.

- Formation à radiolarites principale (Rc)

Leur rabotage basal (du fait de leur charriage) et de nombreux plissements isoclinaux ne permettent pas une estimation de leur épaisseur.

Il s'agit essentiellement de radiolarites rouge-violacé ou de jaspes verts, blancs et rouges. Quelques niveaux calcaires y sont interstratifiés en lits décimétriques, rarement métriques: calcaires siliceux, calcaires gréseux, calcaires tuffacés, calcaires à cherts rouges, calcaires pseudoolithiques. On trouve également des grès rouges ou verts et de rares niveaux volcaniques.

La coupe de Darvishabad (Fig. 12) est un exemple de série où les intercalations calcaires sont nombreuses, mais la plupart du temps, il y a prédominance des radiolarites et jaspes. Ces formations n'ont pas fourni de fossiles significatifs du point de vue chronostratigraphique.

- Calcaires blancs bréchiques et calcaires de Wennai (Mzw)

Dans la partie ouest de cette unité, au niveau de Darvishabad, s'intercalent dans la série à radiolarites plusieurs lentilles de brèches à éléments de calcaire blanc très recristallisé, à ciment peu développé, interstitiel, rose et ferrugineux.

Ces lentilles s'épaississent en allant vers l'Est et se réunissent pour former un chaînon continu d' 1 km de large environ. La stratification, peu visible à l'Ouest, se développe vers l'Est, puis les faciès bréchiques disparaissent. Ainsi passe-t-on, à Wennai, à un ensemble de calcaires blancs, bien lités, sublithographiques, parfois pseudoolithiques.

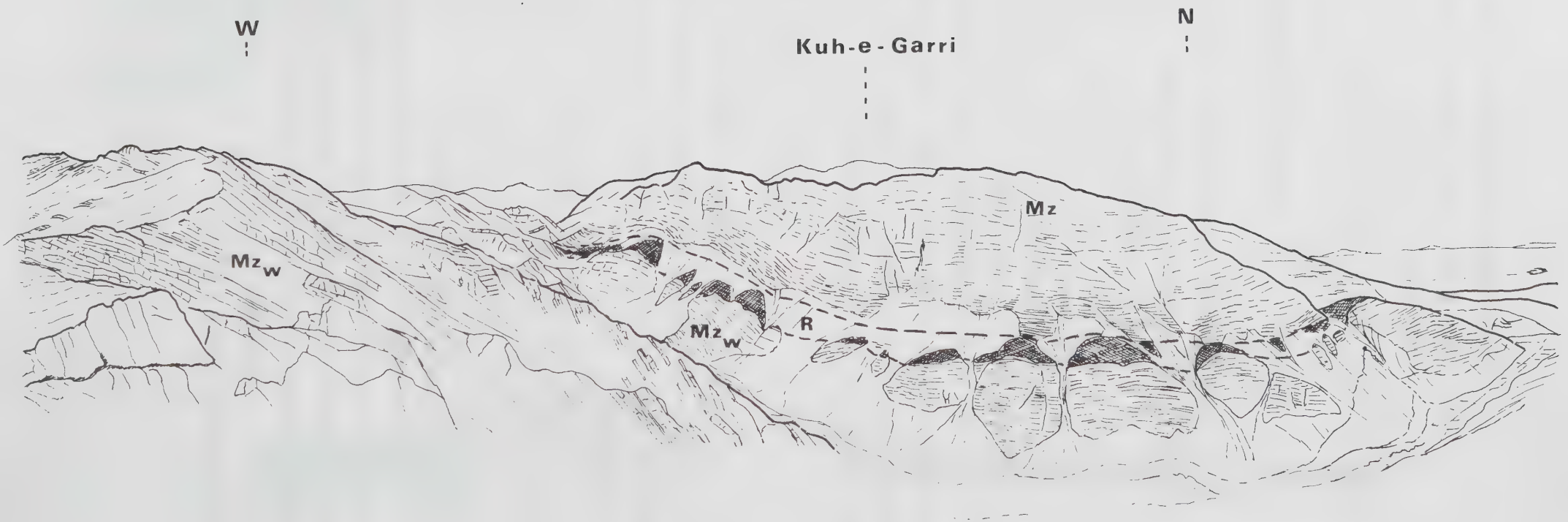
Le calcaire blanc des brèches est une biocalcarénite parfois micritique, toujours recristallisée, contenant occasionnellement des radioles d'oursins, coraux, bryozoaires, algues et débris de lamellibranches, tous indéterminables. Leur équivalent latéral bien lité (calcaires de Wennai) a livré:

Haurania sp

du Jurassique (Lias probable).

Fig.13 – INTERSTRATIFICATION DE RADIOLARITES DANS LES CALCAIRES JURASSIQUES DU KUH E GARRI

Mz Calcaires du Kuh e Garri
R Radiolarites
Mz_w Calcaires de Wennaï



- Calcaires lités du Kuh-e-Garri (Mz)

Ils sont séparés des faciès précédents par un niveau très continu de radiolarites et jaspes.

La transition entre ces niveaux siliceux et la masse calcaire sus-jacente se fait par l'intermédiaire de calcaires jaunes, verdâtres, riches en oxydes de fer, et coquilliers (*Ostrea*). D'autres récurrences radiolaritiques sont visibles, à la base de l'énorme succession carbonatée, et chaque fois, il y a association avec les faciès ferrugineux coquilliers (Fig. 13).

La masse calcaire elle-même est généralement bien litée, en bancs métriques à demi-métriques, cette stratification disparaissant occasionellement dans les zones dolomitisées secondairement. Il s'agit généralement de calcaires et calcaires dolomitiques sombres, dont certains faciès plus clairs, bioturbés, formant dépression, rappellent fortement les faciès triasico-jurassiques de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar (cf. 3.1.5.).

La figure 14 présente une coupe à la base de la série, au Nord Est de Darvishabad. Elle montre les faciès les plus fréquemment rencontrés.

Partout, l'abondance de calcaires spathiques, de calcaires biodétritiques, bioturbés, pseudoolithiques ou oolithiques, indique un milieu de sédimentation néritique.

Dans les 3000 m visibles de toute cette coupe, la microfaune, peu abondante cependant, a donné un âge jurassique, probablement liasique:

Haurania sp
Orbitopsella sp
Glomospira sp
Chrysalidina sp
Pseudocyclammina sp
Nautiloculina sp
Cuneolina sp
Milioles

2.1.2.1.2. Unité du Darreh Da'i

Au-dessus du Crétacé autochtone de l'Oshtoran Kuh, dans sa partie sud est, on retrouve une mince formation à radiolarites qui disparaît plus au Nord Ouest sous un Tertiaire discordant (Fig. 20).

L'équivalent de la série carbonatée du Kuh-e-Garri est ici absent (peut-être érodé au Paléocène).

Coupe au NE de Darvishabad
Série calcaire du Kuh-e-Garri

Fig. 14

2.1.2.1.3. Comparaison avec d'autres secteurs de la Crushed Zone

L'unité du Kuh-e-Garri, tronquée à l'Est par le décrochement du Zagros, se retrouvant sous forme de quelques lambeaux au flanc sud chevauchant de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar, disparaît au Nord et au Nord Ouest sous une couverture tertiaire, pour réapparaître sur la feuille Kermanshah (J. BRAUD, 1970).

Dans ce dernier secteur les radiolarites sont très développées. On y retrouve également les calcaires bréchiques blancs qui apparaissent en saillie au sein des reliefs mous des radiolarites.

Le Kuh-e-Shirez, dans l'unité d'Harsin, serait l'équivalent latéral vraisemblable de la série carbonatée jurassique du Kuh-e-Garri.

2.1.2.2. Unité du Kuh-e-Farangui charriée au Miocène supérieur

La klippe du Kuh-e-Farangui ainsi que plus au Nord,sur les feuilles Hamadan et Kermanshah, la nappe du Kuh-e-Garun (J. BRAUD, 1971) sont les deux principales zones d'affleurement d'une unité à matériel mésozoïque reposant sur les séries tertiaires de la Crushed Zone. Cet ensemble qui a entraîné à sa base une écaille à volcanites paléocènes est largement échancré à sa partie médiane par une fenêtre d'axe EW dans laquelle ressort le noyau autochtone du Kuh-e-Mishparvar. L'ensemble est ainsi scindé en deux unités comparables en tous points.

L'unité méridionale est tout entière comprise sur la feuille Khorramabad. Elle se présente comme une puissante dalle à ossature calcaire de forme grossièrement losangique s'étendant sur 55 km de long et 35 km de large. Elle affecte la forme d'une gouttière allongée NW-SE au sein de laquelle s'individualise un secteur à volcanites (Khasian).

Une zone d'affleurement plus réduite, abaissée au niveau de la vallée de Borudjerd, en contrebas du horst de Dinarabad, est située à Molagh Zangi.

De même un affleurement isolé au Nord de Ziryan et dans le coin nord ouest de la feuille, le Kuh-e-Sufreh, assurent la liaison avec la nappe du Kuh-e-Garun.

La morphologie du corps principal de la klippe, relativement escarpée au Nord d'une ligne Dorud - Kakareza, devient confuse et plus molle au Sud. La structure très complexe a rendu difficile une étude lithostratigraphique précise.

On peut cependant distinguer:

- une série jurassique à volcanites et calcaires associés;
- une série de calcaires massifs (Aptien - Cénomanien);
- une série de calcaires et marnes (Crétacé supérieur).

2.1.2.2.1. Volcanites jurassiques et calcaires associés (Jv) (Fig. 33)

Ils affleurent à Khasian au coeur d'un grand pli couché à enveloppe crétacée (cette structure, peu évidente sur le terrain, a été déduite d'après les données paléontologiques). Il est donc difficile de dégager une polarité.

Les volcanites sont représentées par quelques coulées d'andésite porphyrique à altération rouge, et par beaucoup de tufs et brèches, rouges ou verts, de même composition. Ces niveaux sont fréquemment associés à des cherts, radiolarites rouges et grès pyroclastiques.

Les calcaires associés sont généralement bien lités. Il s'agit de: calcaires gréseux jaunes, calcaires tuffacés verts, calcaires bioclastiques sombres, calcaires pseudoolithiques noirs, calcaires ankéritiques, calcaires spathiques, calcaires rosés sublithographiques, calcaires bleutés feuilletés, calcaires à cherts.

Ces faciès sont généralement riches en radioles d'oursins, débris d'encrines coraux, algues, bryozoaires et lamellibranches.

La microfaune a donné un âge jurassique supérieur:

Cladocoropsis sp
Paleodasycladus
Gryphoporella sp
Clypeina sp
Nautiloculina sp
Coskinolinopsis sp

Ces niveaux sont en général affectés d'une schistosité et fortement plissés.

2.1.2.2.2. Calcaires massifs crétacés (Kn)

Ils constituent la plus grande partie de la klippe. Ce sont des calcaires souvent riches en rudistes qui donnent à la roche un faciès très caractéristique. Ils sont gris-clair à grain fin, généralement très tectonisés, à nombreux joints remplis de calcite. On trouve parfois des niveaux gris-sombre à orbitolines et des rognons de silex. Ils peuvent être localement dolomitiques ou ankéritiques.

Leur âge est: Barrémien - Aptien inférieur à Cénomanien:

Orbitolina sp
Orbitolina conica
Pseudocyclammina sigali
Lithocodium agregatum
Iraquia simplex (HENSON)
Dictyoconus arabicus (HENSON)

Ces bancs massifs formant falaise alternent souvent avec des séquences plus tendres, de calcaires blancs à pâte fine, très feuilletés, amygdalaires à joints phylliteux, laminés et replissés.

En l'absence de données paléontologiques sur ces derniers niveaux, nous ne pouvons dire s'ils sont stratigraphiquement intercalés dans la série du Crétacé moyen, ou d'âge différent et intriqués tectoniquement.

Signalons enfin que, près de Chaqalwandi, les calcaires à orbitolines du Crétacé reposent en discordance apparente (rabotage tectonique ?) sur les calcaires jurassiques supérieurs, fortement schistosés, associés aux volcanites. Une telle schistosité n'a jamais été vue dans les niveaux crétacés: on aurait donc là le témoin éventuel d'une phase tectonique anté-barrémienne (cf. 3.3.1.2.).

2.1.2.2.3. Calcaires et marnes du Crétacé supérieur

Ils correspondent, semble-t-il, à une alternance de calcaires massifs gris et de marnes vertes à cassure noire, ou de calcaires marneux.

La faune a fourni:

Globotruncana lapparenti lapparenti
Globotruncana arca
Globotruncana lapparenti tricarinata
Pithonella ovalis
Calcisphaerula innominata
Stomiosphaera sphaerica
Oligostegina sp
Hedbergella sp
Heterohelix sp

du Campanien - Santonien.

2.2. TERTIAIRE

La sédimentation tertiaire de l'ensemble Crushed Zone - Zagros est conditionnée par la mise en place, au Crétacé supérieur, des unités allochtones à radiolarites.

Durant tout le Tertiaire, le Zagros externe présente une sédimentation marine peu profonde, en continuité avec le Mésozoïque, troublée par des apports détritiques d'origine plus interne.

En revanche, la Crushed Zone présente des reliefs émergés sur lesquels transgressent des niveaux d'âges variés dont les épaisseurs et les faciès changent très rapidement. Cette paléogéographie est en grande partie héritée de la tectonique crétacée supérieure.

2.2.1. Série type du Zagros

2.2.1.1. Formation de Taleh Zang (Ez)

Elle n'est représentée que dans le coin sud ouest de notre feuille.

Selon les travaux des géologues pétroliers (B. P. Co Ltd, 1963), elle s'intercale entre la formation d'Amiran et la formation de Kashkan.

Il s'agit de calcaires récifaux et de calcaires à nummulites et alvéolines du Paléocène - Eocène moyen.

2.2.1.2. Formation de Kashkan (Erb) (250 m)

Connue plutôt sous le terme de "Eocene Red Beds", cette formation constitue de par son uniformité de faciès et sa couleur rouge un niveau repère à travers tout le Laurestan et le Kurdestan.

Elle repose en général en concordance sur les formations inférieures, mais peut être localement discordante sur l'Amiran (Est d'Akbarabad; Kuh-e-Galleh Gap).

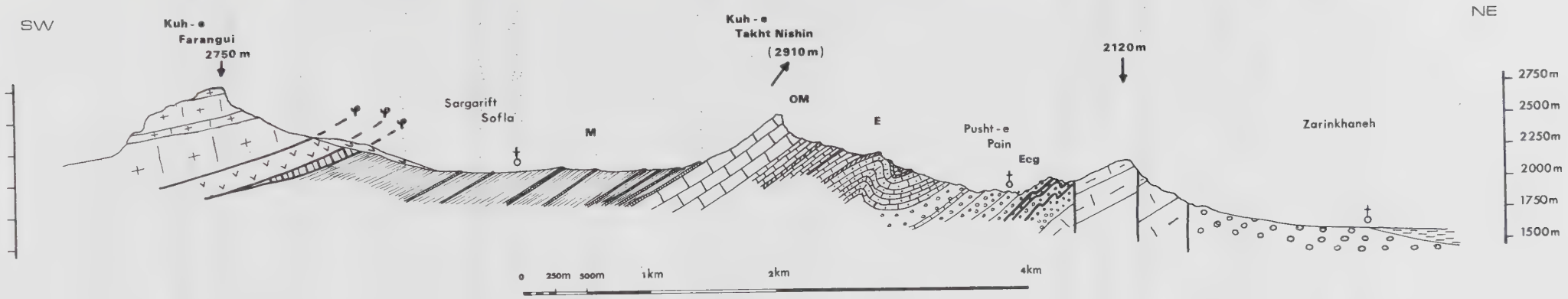
Il s'agit de shales, grès silteux rouges, grès et conglomérats à galets radiolaritiques.

Immédiatement au Nord Ouest de Khorramabad, près de Robat-e-Namak, cette formation repose en continuité sur des calcaires datés du Maestrichtien. Elle aurait donc là un âge maestrichtien - Paléocène.

Dans le Zagros externe, elle est cependant datée du Paléocène (?) - Eocène moyen (G.A. JAMES et J.G. WYND, 1965).

Fig.15 - SERIE TYPE DU TERTIAIRE DE LA CRUSHED ZONE

COUPE PUSHT-E-PAIN – SARGARIFT SOFLA



LEGENDE

TERTIAIRE

M — Série marneuse à passées de grès et de calcaires coquilliers

OM — Calcaire récifal massif

E — calcaires marneux jaunes
calcaires à grandes alvéolines
marno-calc. blancs
] Séquence finement litée

Ecg — Conglomérats rouges de chert, radiolarite et parfois calcaire

Ecg — Bancs décimétriques de calcaires bleutés interstratifiés dans les conglomérats rouges

AUTRES TERRAINS

AUTOCHTONE

Calcaires autocht. (JK)

ALLOCHTONE

Volcanites paléocènes

Calcaires à alvéolines

Calcaires massifs: Crét.

Alluvions

Conglomérats locaux tardifs

Ceci indique qu'elle a, comme la formation Amiran, une extension variable dans le temps.

2.2.1.3. Formation de Shahbazan (O) (300 m)

Elle repose en concordance sur la formation de Kashkan, et consiste en dolomies et calcaires dolomitiques en bancs demi-métriques, bien lités, à altération blanche, à cassure saccharoïde, et débit en cubes.

Elle peut localement (et surtout vers le haut) passer à un faciès récifal; lorsque ce dernier est bien développé il constitue la formation d'Asmari. Notons enfin qu'elle peut passer latéralement à la formation de Kashkan.

Bien que toujours pauvre en fossiles, elle a néanmoins été datée de l'Eocène moyen - Eocène supérieur.

2.2.1.4. Formation d'Asmari (As) (500 m)

Elle est principalement composée dans sa partie inférieure de calcaires blancs massifs formant falaise et dans sa partie supérieure de calcaires plus finement lités. Elle présente un faciès coquillier subrécifal daté de l'Oligo-miocène par les géologues pétroliers. Elle passe transitionnellement aux marnes de la formation supérieure.

2.2.1.5. Groupe du Fars

Affleurant au sein de grands synclinaux dans le Zagros externe, ces faciès, d'âge miocène sont généralement divisés en deux groupes.

- Fars inférieur (Lf) (1200 m)

Ce sont des marnes rouges et jaunes, interstratifiées avec des calcaires et d'épais niveaux de gypse.

- Fars supérieur (Uf) (600 m)

Ce sont des marnes rouges et vertes, interstratifiées dans une formation de type molasse (grès et conglomérats calcaires).

2.2.2. Série type de la Crushed Zone

Nous étudierons ici la coupe la plus représentative de l'ensemble des termes rencontrés, à travers tout le secteur: Pusht-e-Pain - Sargarift Sofla (Fig. 15).

Les autres coupes relevées en différentes localités, avec leurs caractères [illegible] ont été rassemblées sur la figure 16. L'aspect paléogéographique sera abordé au paragraphe 3.2.2..

2.2.2.1. Conglomérat basal (Ecg) (700 m)

Il repose en discordance sur le Mésozoïque. C'est une formation essentiellement conglomératique, grossière, à galets de radiolarite, quelquefois de calcaire, à matrice gréso-argileuse de couleur ocre et à passées lignitouses. Vers le haut s'intercalent des niveaux centimétriques à demi-métriques de calcaires siliceux bleus, feuilletés. Puis les conglomérats deviennent plus massifs et admettent quelques bancs calcaires, formés presque exclusivement de nummulites.

Dans la région de Chenarestan, nous l'avons datée du [illegible] Eocène inférieur:

Discocyclina sp
Alveolina sp
Nummulites sp
Orbitolites complanatus
Rotalia sp

2.2.2.2. Calcaires lités (E) (700 m).

Cette série calcaire en bancs demi-métriques [illegible] tique à la base, plus marneuse vers le sommet, montre de bas en haut:

- des calcaires blancs à petits éléments [illegible] grandes nummulites;
- des calcaires gréseux et des grès roux;
- des calcaires à silex;
- des calcaires riches en foraminifères [illegible] podes;
- des calcaires marneux plus ou moins [illegible];
- des calcaires blancs à pâte fine, en [illegible] lines;
- des calcaires marneux à passées gréseu[illegible]
- des marnes.

La microfaune indique un âge éocène:

[illegible] sp
[illegible]
[illegible] sp
[illegible] sp

Alveolina sp
Assilina sp
Operculina cf subgranosa
Sakesoria sp

Les derniers niveaux appartiendraient à l'Oligocène (faune à *Heterostegina sp*, petites nummulites, *Nephrolepidinae sp*).

Cette séquence est l'équivalent de la formation de Shahbazan du Zagros externe.

2.2.2.3. Calcaires récifaux (OM) (300 m)

Ces calcaires massifs clairs forment une barre bien marquée dans la topographie. Il s'agit d'un faciès récifal à subrécifal montrant de petits épisodes marneux. La faune, abondante, a donné un âge oligo-miocène (Aquitano-Burdigalien). Il est donc l'équivalent de la formation Asmari décrite dans le Zagros.

Miogypsina sp
Elphidium sp
Neoalveolina melocurdica
Operculina sp
Amphistegina sp
Lepidocyclina (eulepidina sp)
Lepidocyclina (nephrolepidina sp)
Heterostegina sp
Sphaerogypsina sp
Triloculina sp
Biloculina sp
Quinqueloculina sp
Austrotrillina sp
Lithotamnium sp
Lithophyllum sp
Globigerinidae

La macrofaune a livré également de nombreux pectens, chlamys, huîtres, oursins réguliers et irréguliers.

2.2.2.4. Marnes miocènes (M) (2000 m au moins)

Le passage est transitionnel avec la formation sous-jacente. L'essentiel de la série est fait de marnes à cassure gris verdâtre et altération jaune brunâtre, alternant avec des niveaux de calcaires gréseux et de calcaires coquilliers.

La partie supérieure de la série devient franchement marneuse et ne présente plus que quelques intercalations de grès fins à figures de base de bancs.

La microfaune a livré (1):

Globigerina sp

Rotalia sp

Miogypsina sp

Robulus sp du Miocène.

C'est donc l'équivalent du Groupe du Fars du Zagros externe.

La fin de la coupe n'est pas observable par suite de la présence de l'unité du Kuh-e-Farangui.

Par contre, plus au Sud, la série se complète vers le haut par l'épaisse succession des conglomérats Bakhtyari.

2.2.2.5. Conglomérats Bakhtyari (Bk) (2000 à 2500 m)

Cette série forme des massifs tabulaires élevés (3500 m) entaillés de vallées profondes et étroites. Elle est constituée de conglomérats très indurés, en gros bancs, à galets ou blocs, (jusqu'à plusieurs m^3: Fig. 17), peu roulés, mal classés, dans une matrice gréseuse. La composition de ces éléments est très hétérogène. On y observe une majorité de galets de calcaires, quelquefois de grès, de radiolarites, et même, dans certains cas, de métamorphites et de volcanites (Fig. 18).

Quelques mesures granulométriques ont pu être faites, à titre indicatif. Les différents résultats (Fig. 19) (cf. Annexe I) montrent qu'il s'agit d'une sédimentation de type fluviatile à tendance torrentielle.

Les derniers niveaux de marne sous-jacents à cette formation ont livré une faune littorale du Miocène supérieur:

Rotalia buccarii angulata

Rotalia buccarii ssp

Elphidium cf advenum

Nous lui assignons donc un âge post-miocène montant probablement dans le Pliocène.

Remarque: au moment du début de la sédimentation des conglomérats Bakhtyari, des faciès plus marneux peuvent persister plus longtemps dans certaines zones, donnant des intercalations de marnes et conglomérats (Bkm) (cf. 3.3.5.).

-1- Ces marnes ont fréquemment livré des microfaunes remaniées du Priabonien.

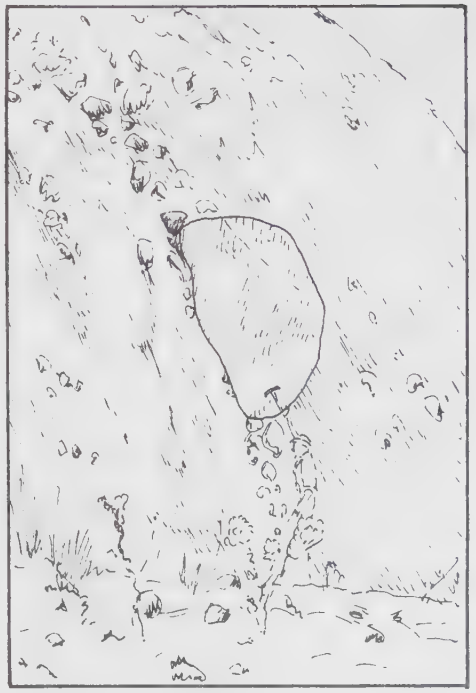
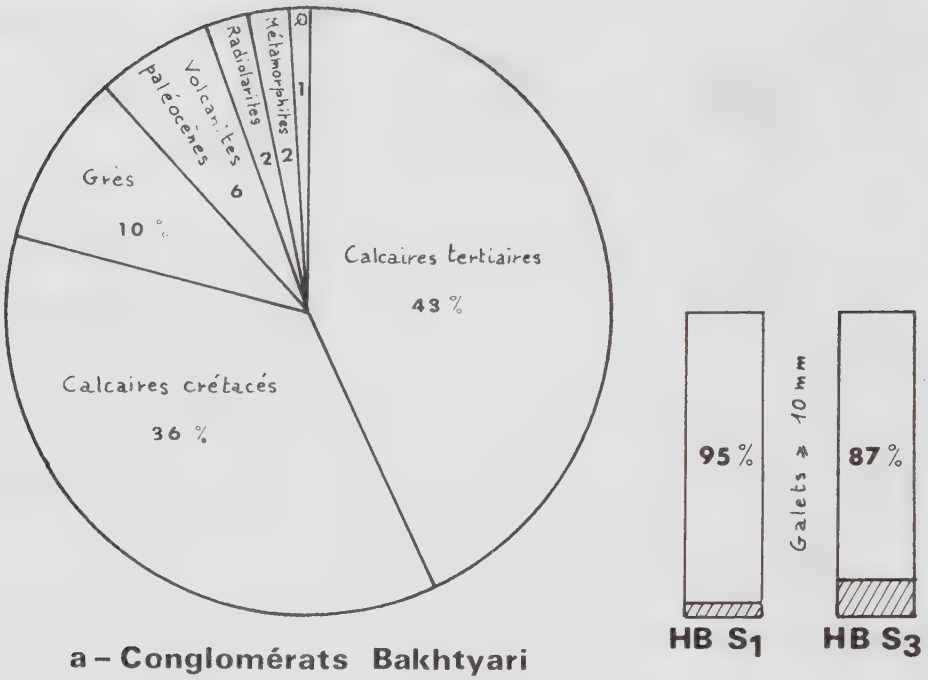


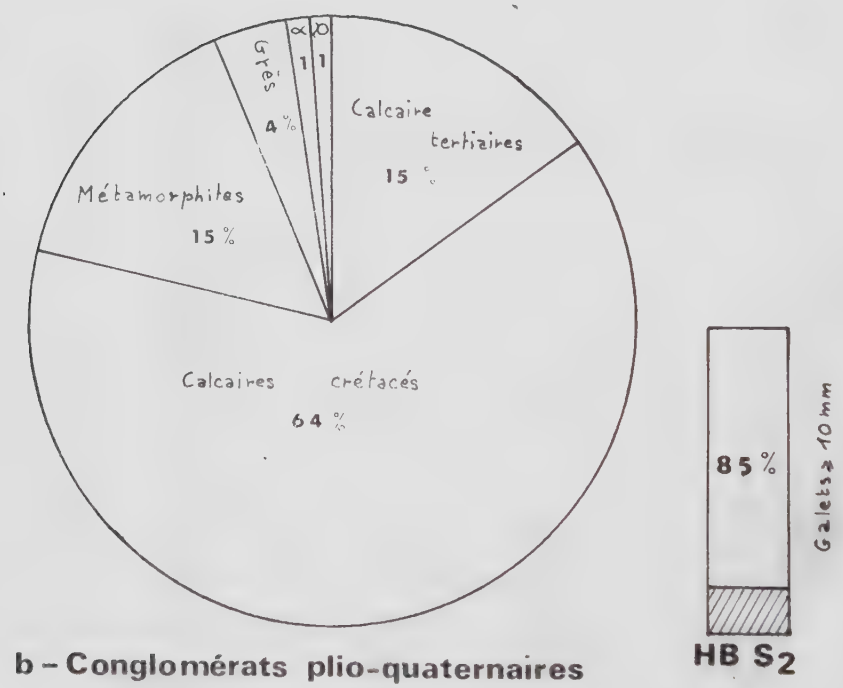
Fig. 17 - Aspects des conglomérats Bakhtyari

en haut : vue au-dessus de Dar Astaneh ; remarquer la discordance intra-Bakhtyari à droite du dessin (près de Dar Aspar cf. 3311).

en bas, à droite : détail des conglomérats près de Qarun, le personnage donne l'échelle.

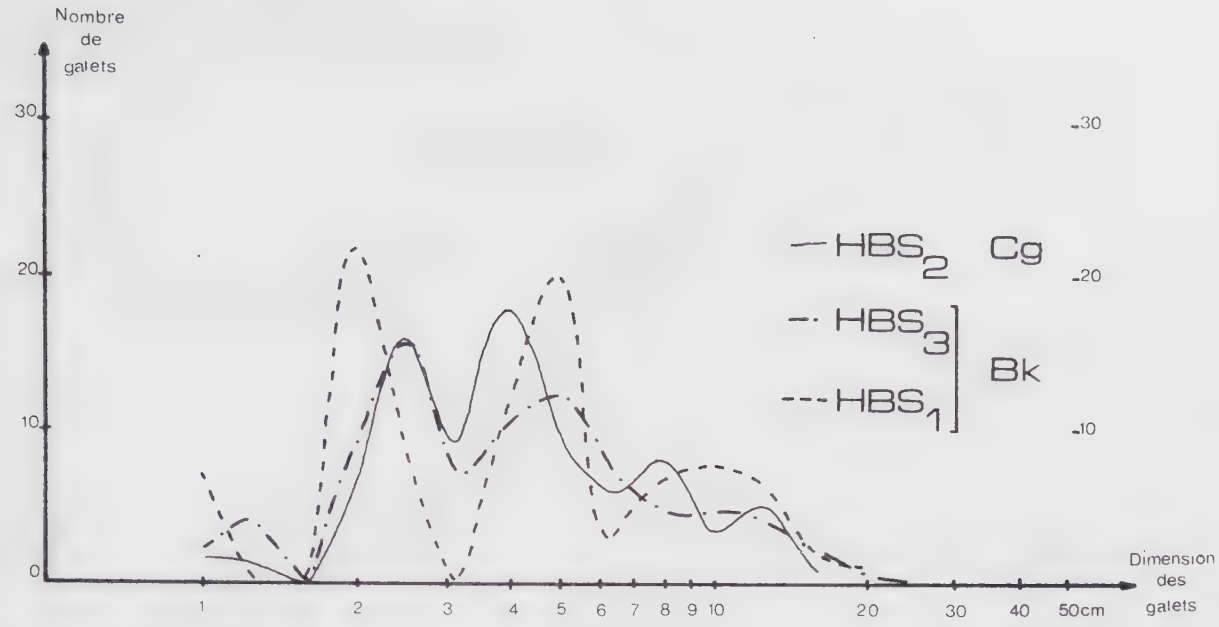


a – Conglomérats Bakhtyari

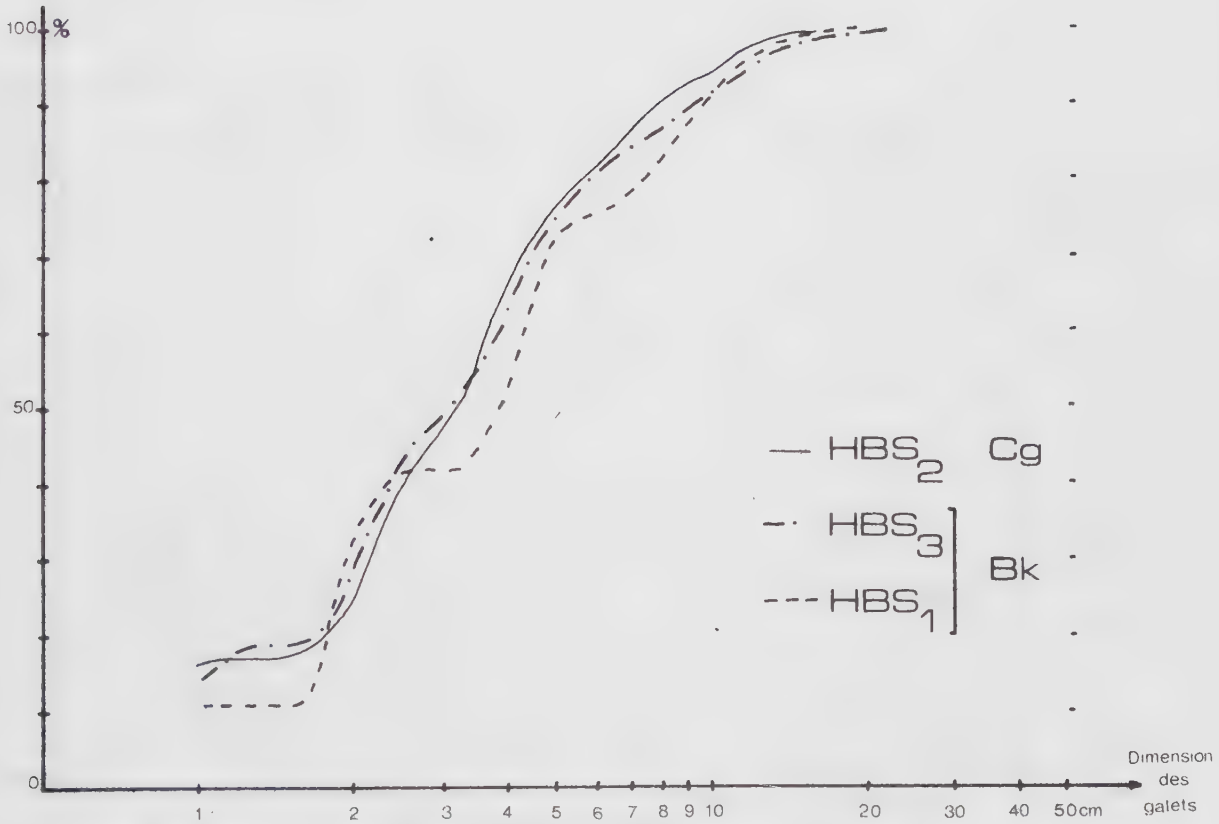


b – Conglomérats plio-quaternaires

Fig. 18 – Comptages pétrographiques dans les formations conglomératiques néogènes



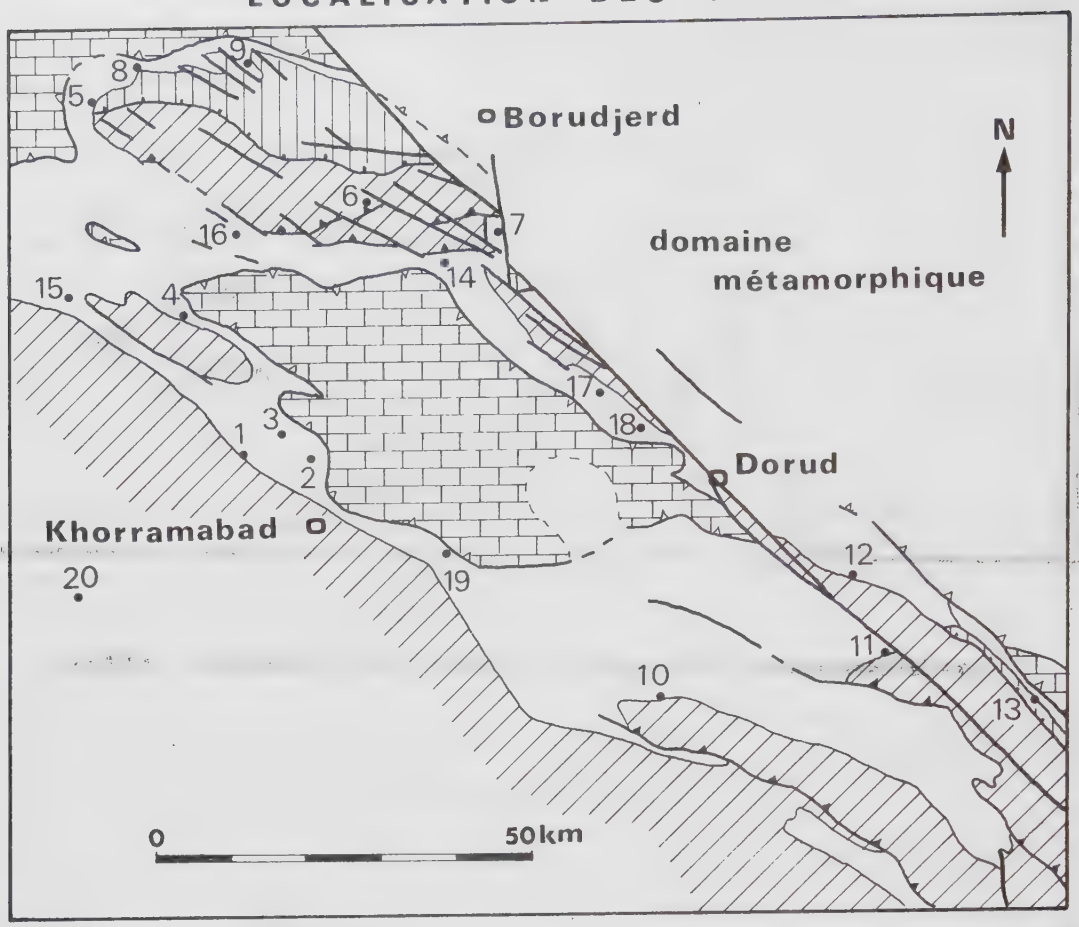
a - Dimension des galets; courbes de fréquence simple

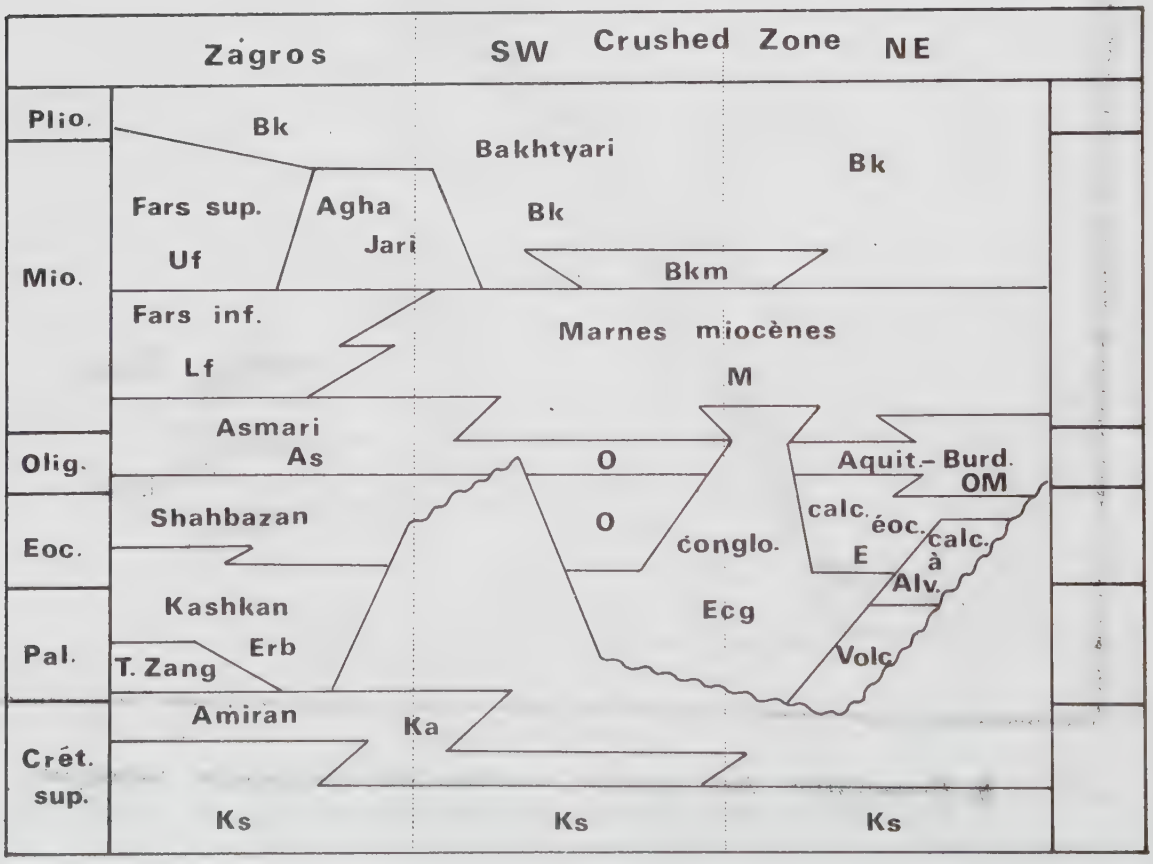


b - Dimension des galets; courbes de fréquence cumulée

Fig. 19 - Granulométrie des formations conglomératiques néogènes

LOCALISATION DES COUPES



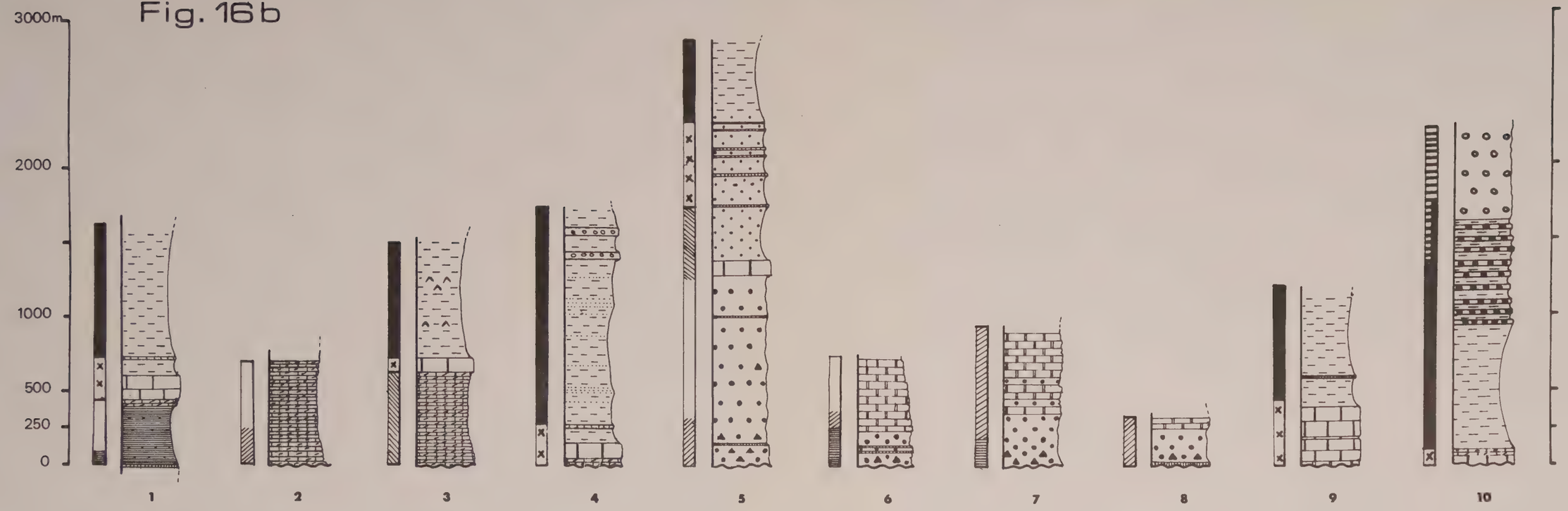


NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE

Fig. 16 a

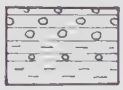
COUPES DU TERTIAIRE DE LA CRUSHED ZONE

Fig. 16b

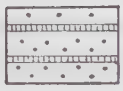


LEGENDE

Conglomérats Bakhtyari

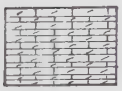

Marnes gréseuses ± conglomératiques
(groupe du Fars)

gypse / grès | Marnes


Calcaires récifaux dans conglomérats
à radiolarite fins

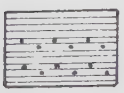
Calcaires massifs récifaux

Calcaires blancs marneux
calcaires à Alvéolines


Calcaires dolomitiques finement lités
(formation de Shahbazan)

Conglomérats-brèches à radiolarite
calcaires bleus finement lités

Volcanites


Grès silteux-Conglomérats
rouges siliceux

Pliocène

Miocène

Oligocène

Eocène supérieur

Eocène inférieur

Paléocène

Paléocène à Eocène
indifférencié

2.2.2.6. Principales variations des séries tertiaires de la Crushed Zone (Fig. 16)

- Conglomérats de base (Ecg): parfois absents, ces faciès peuvent persister jusqu'au Miocène (Kuh-e-Surkeh).

- Calcaires lités éocènes (E): pouvant eux aussi être absents, ils présentent localement un faciès flysch (Dar Astaneh),ou peuvent être particulièrement développés (Qal'eh Alashtar).

- Calcaires récifaux (OM): de par leur caractère récifal, lenticulaire (Fig. 22 et 30), ils peuvent présenter des épaisseurs très variables, et même disparaître parfois totalement. Notons d'autre part que ce faciès peut se développer localement dès l'Eocène (Sud Est de Kamandan) et montrer des récurrences dans tout le Miocène marneux (Ab-e-Sard).

- Marnes miocènes (M): le faciès le plus représenté est celui que nous avons décrit dans la coupe de Pusht-e-Pain - Sargarift Sofla. Sa partie supérieure peut localement avoir une tendance flysch (turbidites: Qarun).

Au Sud d'une limite paléogéographique que nous définirons plus loin (cf. 3.3.5.), la partie inférieure des marnes est souvent marquée par la présence d'évaporites (gypse, anhydrite, sel). Ce dernier faciès est à rapprocher de celui du Fars inférieur déjà décrit dans la partie consacrée au Zagros externe (cf. 2.2.1.5.).

2.2.3. Séries allochtones d'origine plus interne

Elles ont été entraînées à la base de la klippe du Kuh-e-Farangui (Fig. 30) ou se retrouvent en position vraisemblablement parautochtone au front de la "Main Thrust" près de Kamandan. On peut distinguer deux formations, parfois tectoniquement mélangées lorsqu'elles ont été charriées.

2.2.3.1. Complexe à volcanites paléocènes (Ev)

Il s'agit principalement de:

- calcaires jaunes ankéritiques;
- calcaires verts ou blancs;
- calcaires roses à globorotalia;
- calcaires tuffacés verts rappelant par leur faciès les ophicalces;
- calcaires roses à radiolaires;
- cherts rouges et bruns;
- grès.

On peut trouver, associés à ces niveaux, des tufs, brèches et volcanites, parfois même en grande abondance (jusqu'à 500 m). Les laves présentent souvent un

débit en coussins caractéristique, entre lesquels on peut observer des restes de calcaires recuits. Il s'agit de:

- andésites à pyroxènes (diopside);
- basaltes à fantômes d'olivine (?);
- dolérites à pyroxènes;
- diabases (col d Tang-e-Gamasiab).

La présence fréquente de calcite, albite, chlorite dans ces roches dénote un volcanisme de type spilitique.

Cette formation a été datée du Paléocène inférieur à supérieur:

Alveolina sp
Glomoalveolina sp
Sakesaria sp
Saudia sp
Rotalia sp
Globorotalia sp
Lockhartia sp

Notons enfin qu'une formation similaire est bien développée dans le domaine des "écailles tertiaires" à l'Est de Kermanshah (J. BRAUD, 1970).

2.2.3.2. Calcaires à alvéolines (K1)

Il s'agit de calcaires blancs massifs, sub-récifaux, souvent presque uniquement constitués d'alvéolines. Les premiers niveaux peuvent contenir des galets de cherts rouges.

La microfaune a fourni:

Globorotalia centralis
Hantkenina cf aragonensis
Globorotalia rex
Globorotalia cf spilulosa
Rotalia sp
Globigerina sp
Radiolaria sp de l'Eocène moyen.

Cette formation se développe localement à partir de l'Eocène inférieur ou Paléocène (Kamandan):

Flosculina sp
Alveolina sp
Quinqueloculina sp
Orbitolites sp
Nummulites sp

Elle peut monter jusqu'à l'Oligocène au moins (écaille basale de la nappe du Kuh-e-Farangui):

Nummulites gr. vascus
Lepidocyclina sp
Miogypsinoides complanatus
Nephrolepidina sp
Algae

2.3. QUATERNAIRE

2.3.1. Conglomérats plio-quaternaires (Cg)

Ils constituent de grands épandages situés, au Sud Est de Dorud (pendage de 30 à 40° vers le NE), au coeur de la dépression centrale de la nappe du Kuh-e-Farangui (bord nord est: pendage de 70° vers le SW; bord sud est: 15° vers le NE), dans la région d'Akbarabad et à l'Est de Qal'eh Alashtar (pendage de 0 à 30° vers le NE). Tous ces pendages indiquent un gauchissement tardif non négligeable.

Il s'agit généralement d'une formation peu consolidée, à passées fines et passées de conglomérats roulés (Fig. 19).

Au Sud de Zagheh Olia, ils surmontent en continuité les conglomérats Bakhtyari dont ils représentent sans doute la partie sommitale, mais ils peuvent aussi être localement discordants.

Remarque: à Molagh Zangi, une formation d'extension limitée affleure jusqu'à environ 300 m au dessus de la vallée de Borudjerd. Ce sont des conglomérats à éléments bien roulés, cristallins et métamorphiques, et à matrice gréseuse fine peu consolidée. Des lentilles de calcaire plus ou moins bréchifié, à surface basale striée, sont intercalées dans cette formation. Elles sont probablement le témoin du jeu ancien discontinu de la faille décrochante du Zagros ("paquets" désolidarisés du horst de Dinarabad en cours de surrection).

La nature des éléments de ces conglomérats implique que la morphologie au Quaternaire ancien était très différente de l'actuelle qui ne permet plus des apports de ce type.

2.3.2. Conglomérats locaux (Cgl)

Souvent bien consolidés et d'extension limitée, ils reposent indifféremment sur les domaines sédimentaire ou métamorphique.

2.3.3. Terrasses (Qt)

Elles sont largement développées dans la partie nord de la feuille. Elles peuvent former des escarpements d'une cinquantaine de mètres de hauteur.

2.3.4. Quaternaire indifférencié (Q)

Alluvions récentes, pédiments et éboulis ont été regroupés.

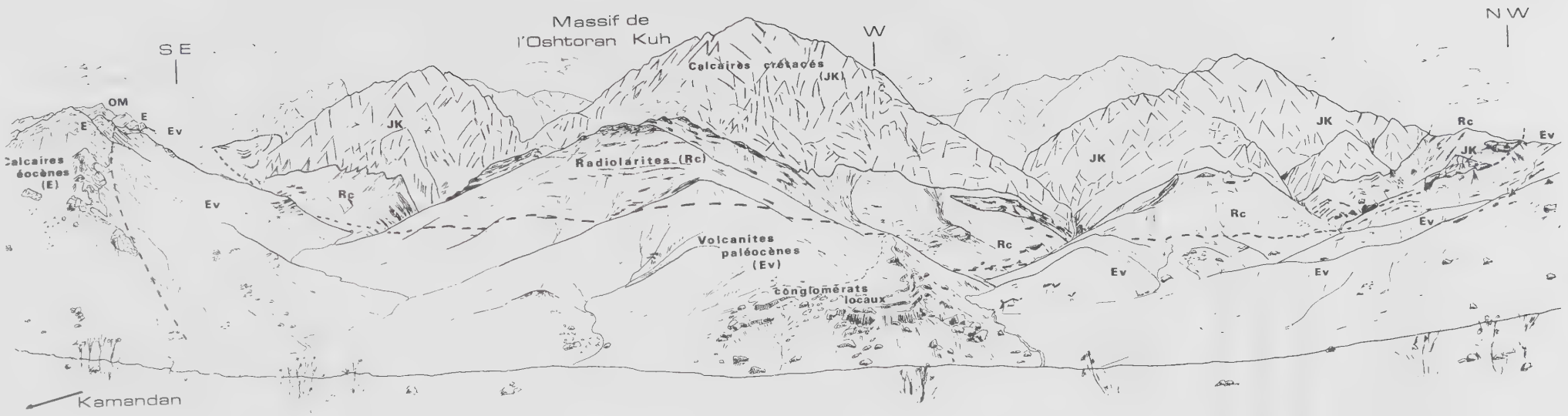
2.3.5. Glissements de terrain - écroulements

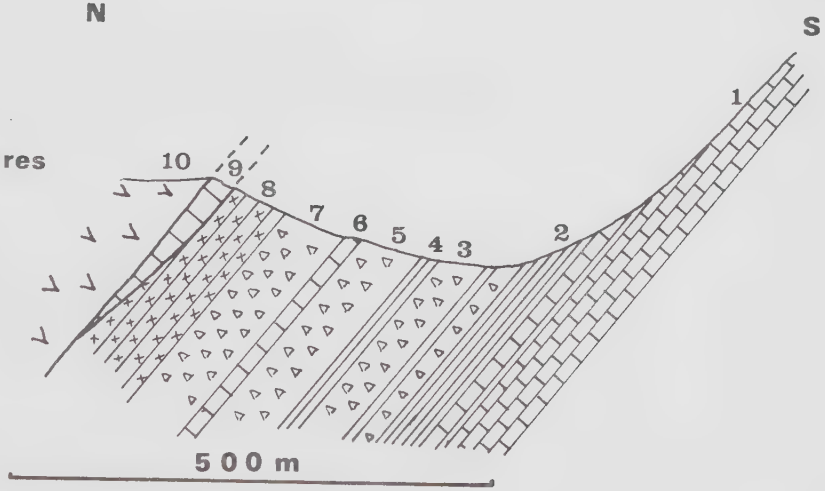
Le plus important d'entre eux est situé au Sud Est de Sarawand, le long de l'accident décrochant du Zagros et est à l'origine de la retenue du lac Irène. Il est vraisemblablement dû au jeu récent de la faille.

Nous avons pu distinguer quatre phases tectoniques que nous allons étudier successivement avec leurs implications paléogéographiques:

- une phase de charriages fini-crétacée (mise en place d'unités à radiolarites);
- une phase de plissement post-maestrichtienne;
- une phase de plissements et charriages mio-pliocène;
- une phase de décrochement tardive et actuelle.

Seule la phase mio-pliocène a affecté l'ensemble du domaine sédimentaire. Les effets tectoniques des trois autres phases ne se font sentir que dans le domaine de la Crushed Zone.





1 calcaires massifs gris noirs

2 calcschistes rouges et jaunes verdâtres

3 brèches

4 calcschistes

5 brèches à radiolarites

6 calcaire interstratifié (sénonien)

7 brèches à radiolarites

8 radiolarites bien litées

9 calcaires

10 volcanites

Fig. 20 - Série à radiolarite au Nord Est de l'Oshtoran Kuh (Darreh Da'i)

a panoramique
b coupe du complexe de base

3.1. PHASE DE CHARRIAGES FINI-CRETACEE. MISE EN PLACE DES UNITES A RADIOLARITES

Les caractères du charriage des unités à radiolarites que l'on trouve au Nord de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar peuvent être clairement établis grâce à une coupe synthétique relevée sur son flanc nord, jusqu'au sommet du Kuh-e-Garri. Une coupe similaire pourrait être faite au Nord Est de l'Oshtoran Kuh (Fig. 20).

3.1.1. Evidence du recouvrement anormal (Fig. 21)

Du Sud au Nord, on observe:

- la série des calcaires mésozoiques (cf. 2.1.1.) se terminant par une formation marneuse de 50 à 70 m, santono-campanienne;
- des brèches à radiolarites peu cimentées (100 à 300 m);
- une séquence de radiolarites, jaspes et calcaires siliceux fins, bien litée mais fortement replissée (500 à 1000 m). Elle passe en continuité stratigraphique aux calcaires liasiques constituant la masse du Kuh-e-Garri (cf. 2.1.2.).

Cette coupe permet donc de distinguer deux ensembles:

. la série des calcaires du Kuh-e-Mishparvar (autochtone) se terminant par des niveaux du Santono-Campanien;

. la série des calcaires du Kuh-e-Garri débutant par des radiolarites dont l'âge est liasique ou plus ancien.

Le caractère anormal du recouvrement ne fait donc pas de doute: le contact semble se situer à la base des radiolarites. De fait, l'étude détaillée (de bas en haut) de cette portion de la coupe va nous permettre de préciser les relations entre autochtone et allochtone.

3.1.2. Mode de mise en place

Les marnes grises autochtones deviennent rosées à leur partie supérieure en s'enrichissant en microéléments siliceux. Ces niveaux plus durs sont fortement feuilletés et plissotés, leurs interlits sont remplis de calcite laminée, tandis que leurs surfaces présentent de fines stries de glissement.

Le caractère marneux s'atténue peu à peu tandis qu'apparaissent de petits éléments de radiolarites et de jaspes plus ou moins roulés devenant rapidement anguleux jusqu'à constituer la séquence épaisse de brèches peu consolidées. Aucune stratification n'est alors décelable.

RECOUVREMENT DU FLANC NORD DE L'ANTICLINAL DU KUH E MISHPARVAR PAR LES RADIOLARITES ALLOCHTONES Fig. 21

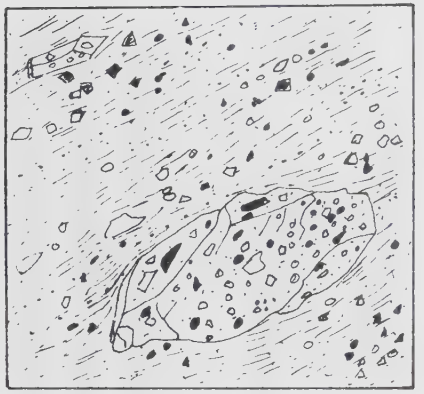
Mz : Calcaires lités jurassiques.

Rcl : Calcaires blancs bréchiques. — Allochtone.

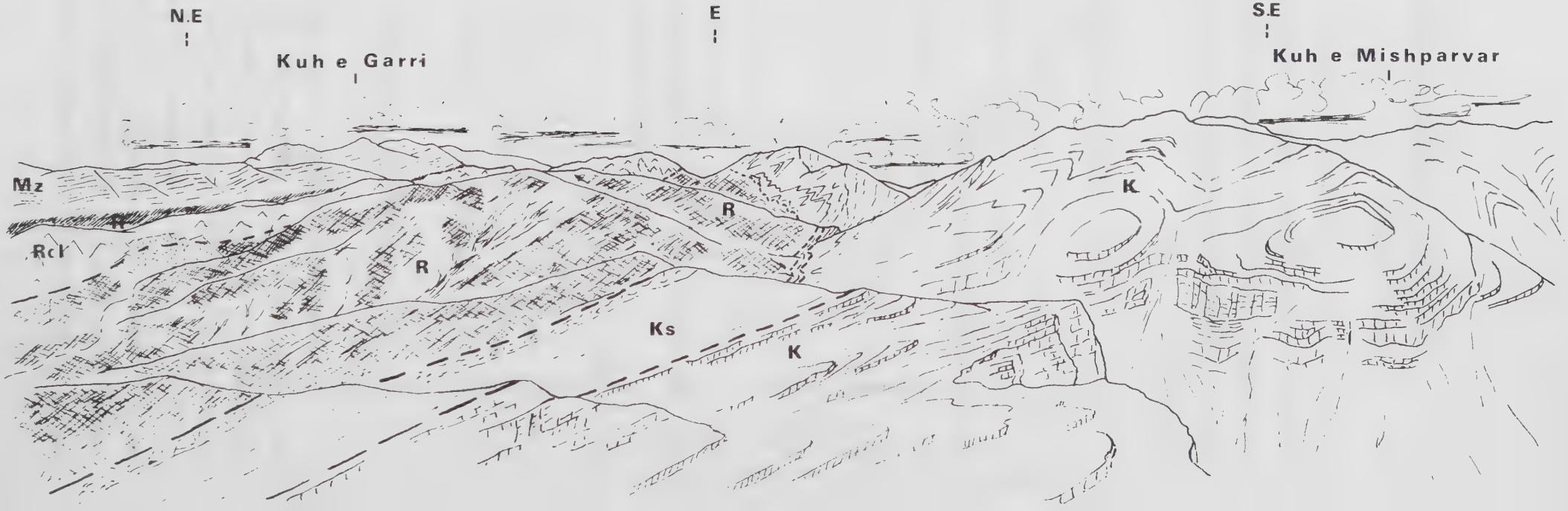
R : Radiolarites.

Ks : Marnes santono-campaniennes.

K : calcaires crétacés. — Autochtone.



formations olistholitiques: remaniement d'un bloc de brèche à la partie supérieure des marnes santono-campaniennes.



Plus haut, ces brèches siliceuses emballent des blocs de calcaires bréchifiés ou de radiolarites litées fortement replissées dont le nombre augmente progressivement. Cet ensemble à olistholites, chaotique, passe rapidement à la masse homogène des radiolarites litées.

Outre l'absence de surface listrique, cette coupe met en évidence, d'une part l'aspect progressif des apports siliceux détritiques, d'autre part l'évolution volumétrique des éléments de ces apports. Il s'agit donc en fait d'un contact tectono-sédimentaire qui traduit l'arrivée progressive d'une nappe recouvrant des éléments détritiques issus de sa propre destruction, au fur et à mesure de son avancée: ainsi, de bas en haut, la taille des matériaux s'accroît, puisque leur origine est de plus en plus proche, du fait de l'avancée de la nappe.

3.1.3. Age de mise en place

Ce mode de mise en place permet donc de cerner l'âge du phénomène avec précision:

- il a débuté au cours du Cénomanien, âge des premiers apports de brèches à radiolarites dans la série autochtone (cf. 2.1.1.6.);
- après interruption, il a lieu, pour l'essentiel, au Santono - Campanien, avec la mise en place de l'unité du Kuh-e-Garri;
- il était terminé avant le Paléocène supérieur - Eocène inférieur: celui-ci repose en discordance sur l'ensemble des séries et en scelle les contacts (Kuh-e-Surkeh).

Par ailleurs, on peut assimiler la surface de recouvrement originelle à une surface plate puisque, à quelques exceptions près, elle se situe dans le même étage stratigraphique et dans les mêmes faciès marneux en cours de dépôt. Il n'y a donc pas eu de déformation du substratum autochtone. On peut penser, à la suite de L.E. RICOU (1971 b), que "la gravité a pu jouer un grand rôle dans le transport des nappes".

3.1.4. Extension de la nappe

En dehors des deux zones d'affleurement principales (Kuh-e-Garri, Darreh Da'i), on retrouve assez souvent des petits lambeaux radiolaritiques reposant sur l'autochtone de la Crushed Zone, témoins d'une extension assez importante.

Ces séries, charriées de manière tectono-sédimentaire dans la Crushed Zone, entre le Santono-Campanien et le Paléocène, ne sont pas connues dans le Zagros. Elles y sont remplacées au niveau de Khorramabad par les conglomérats Amiran, produits de leur érosion, maestrichtiens. Comme nous l'avons déjà vu, ces conglomérats n'ont pas, dans ce secteur, un caractère "flysch" syntectonique mais sont en réalité post-tectoniques.

Cette remarque nous permet donc de cerner avec encore plus de précision l'âge de la mise en place de la nappe:

entre le Santono-Campanien et le Maestrichtien.

3.1.5. Remarque sur les convergences de faciès entre autochtone et allochtone

Le passage latéral du Jurassique carbonaté à des radiolarites dans le Kuh-e-Mishparvar serait un maillon de la transition entre allochtone et autochtone.

Il nous montre que les zones de sédimentation des radiolarites et de l'autochtone de type Crushed Zone ne font pas partie de deux domaines fondamentalement différents et très éloignés.

3.1.6. Comparaison avec d'autres domaines

Cette tectonique est tout à fait comparable à celle décrite par J. BRAUD (1970) sur la feuille Kermanshah et, d'une manière plus générale, entre dans le cadre de la synthèse effectuée par L.E. RICOU (1971 b) sur le croissant ophiolitique péri-arabe.

Ce dernier auteur, à travers cinq grandes régions d'affleurement ceinturant la plate-forme arabe, décrit la mise en place d'unités à radiolarites, ophiolites et roches exotiques associées, pendant le Crétacé supérieur.

L'âge trias supérieur à crétacé des sédiments radiolaritiques dans toutes les zones charriées concorde avec nos résultats.

D'autre part, le caractère synsédimentaire et gravitaire du charriage semblerait général, si l'on se réfère aux descriptions que nous en avons, au moins dans la partie iranienne du croissant.

3.2. PHASE DE PLISSEMENTS PALEOCENES ET TRANSGRESSION DU NUMMULITIQUE

A la suite de la mise en place gravitaire des nappes à radiolarites sur le Crétacé supérieur autochtone, a lieu une phase de plissement affectant la Crushed Zone et sa frange externe, se traduisant par une discordance générale du Tertiaire sur le Mésozoïque.

3.2.1. Age des plissements

- Dans la Crushed Zone, autochtone, allochtone (ou néoautochtone) ne formant plus désormais qu'un seul ensemble subissent une tectonique qui achève de conditionner toute la paléogéographie et la sédimentation tertiaires en portant en relief divers secteurs qui constituaient antérieurement le bassin pélagique dans lequel s'est avancée la nappe.

Ainsi les masses allochtones sont largement érodées, en particulier les radiolarites, qui sont souvent remaniées dans les conglomérats de base.

Le Crétacé supérieur autochtone a été généralement décapé, sauf lorsque les masses allochtones sus-jacentes l'ont protégé (paléoreliefs tertiaires). L'autochtone peut être érodé jusqu'au Jurassique (Kuh-e-Takht Kala).

Les premiers terrains discordants datés sont localement paléocènes supérieurs - éocènes inférieurs (Chenarestan), plus généralement éocènes inférieurs-moyens, et la transgression des points hauts ne s'effectue qu'avec le dépôt de l'Aquitano-Burdigalien récifal.

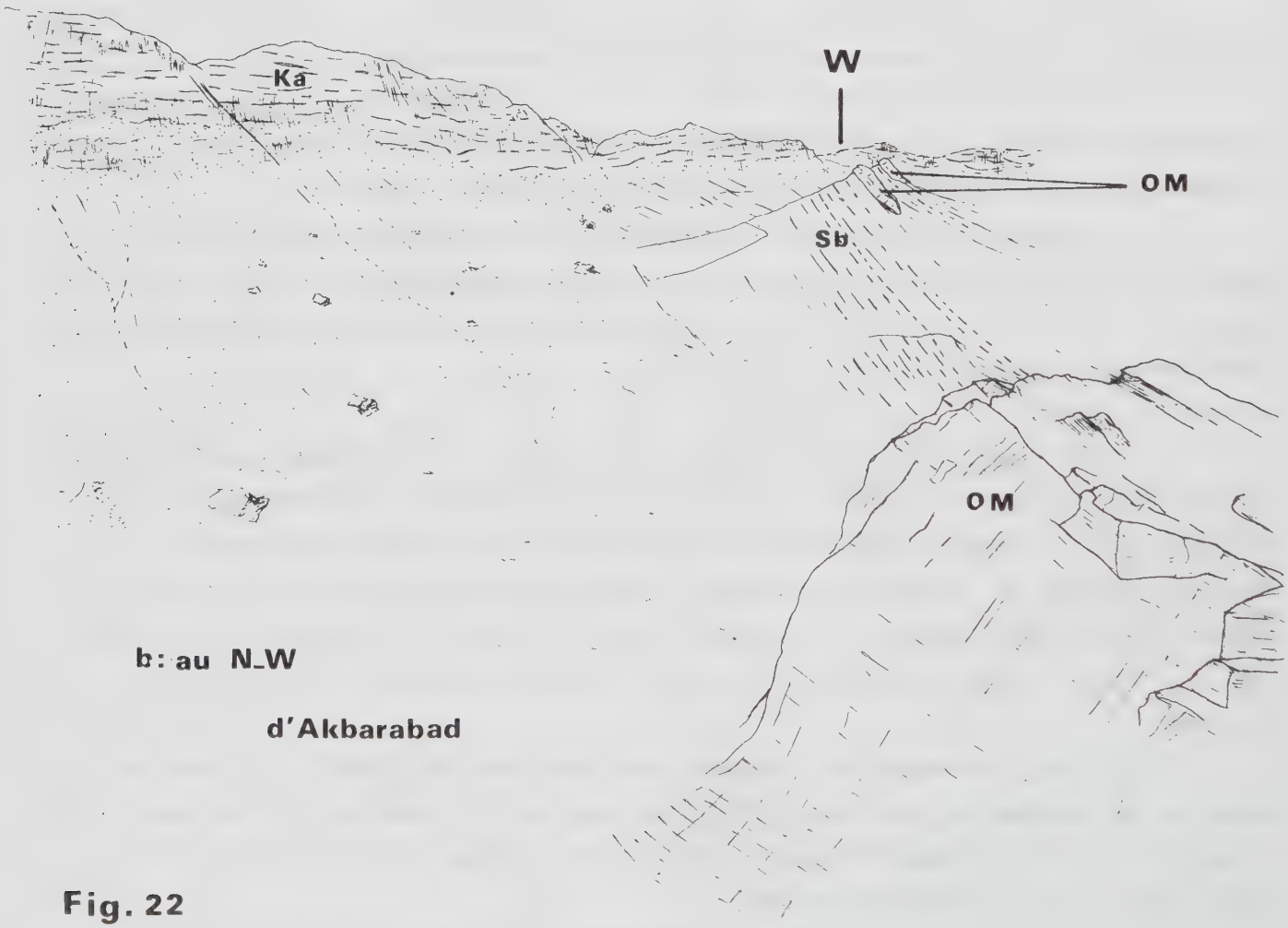
- Dans la frange externe de la Crushed Zone, ces plissements "post-nappes" sont marqués par la discordance de la formation de Shahbazan (Eocène moyen à supérieur) ou de l'Asmari (Aquitano-Burdigalien) sur les conglomérats Amiran maestrichtiens et la formation de Kashkan (Maestrichtien-Paléocène). La discordance angulaire peut atteindre 90° immédiatement à l'Est de Khorramabad (Fig. 22).

Cette phase de plissement est donc vraisemblablement située dans le Paléocène.

En fait, le manque de datations précises pour la limite supérieure de la formation de Kashkan et pour la limite inférieure de la formation de Shahbazan rend l'interprétation du schéma délicate. De plus, on constate des discordances ou remaniements locaux intra-tertiaires:

- à 3 km au Nord Ouest d'Akbarabad, la formation de Kashkan (il est vrai non datée ici) repose en discordance angulaire sur les conglomérats Amiran.
- au Nord Ouest du Kuh-e-Surkeh, des galets de calcaire à alvéolines

a: près de Kakareza



b: au N_W d'Akbarabad

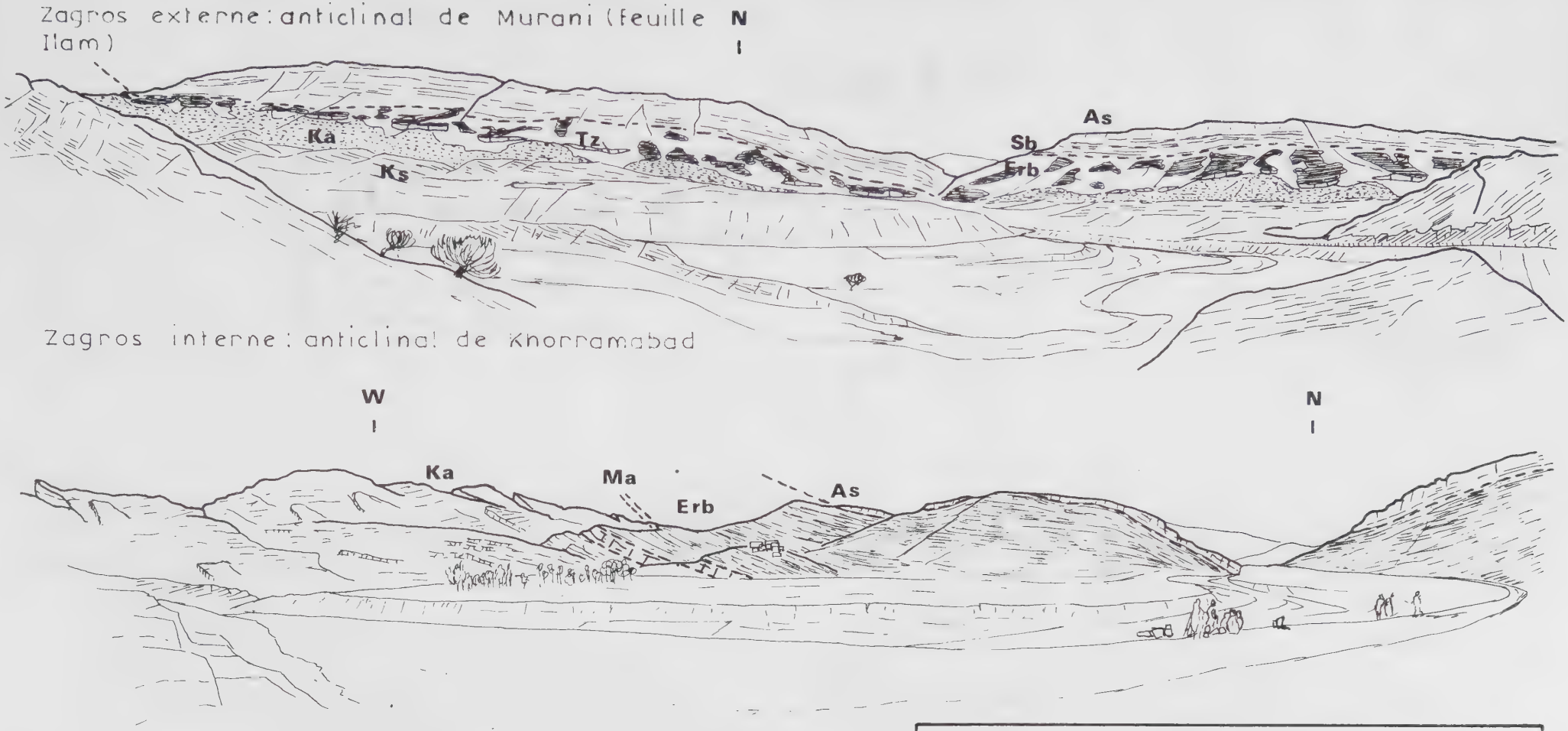
Fig. 22

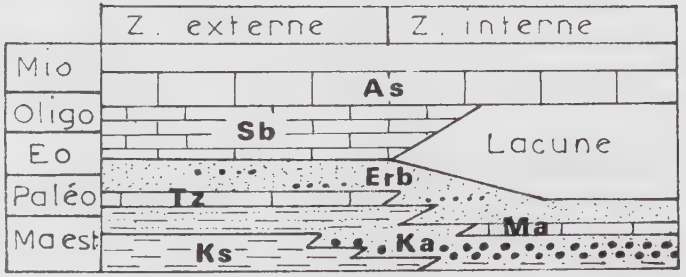
DISCORDANCE DU TERTIAIRE SUR LES "CONGLOMERATS AMIRAN"

Ka: "conglomérats Amiran"

Sb: Formation de Shahbazan

OM: Calcaires récifaux oligo-miocènes



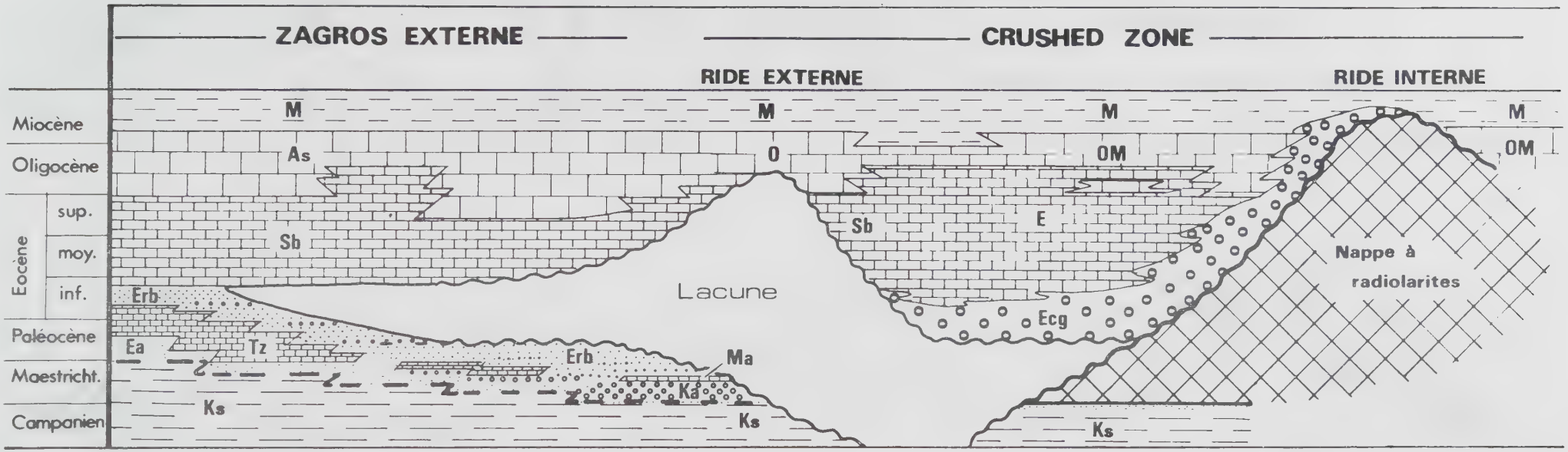


As Asmari
Sb Shahbazan
Erb Kashkan (Eocene red-beds)
Tz Taleh Zang
Ma Calc. à Hippurites
Ka Formation Amiran
Ks Crétacé supérieur

Variations d'âge et de faciès des formations détritiques à radiolarites

Fig. 23 -

Fig. 24 – VARIATIONS DE FACIES ET LACUNE DU NUMMULITIQUE DANS LE ZAGROS EXTERNE ET LA CRUSHED ZONE



LEGENDE

M : Miocène marneux

- **As** : calcaires massifs récifaux (ASMARI)
- **Sb** : calcaires lités (SHAHBAZAN)
- **Erb**: «eocene red beds» (KASHKAN)
- **Tz** : calcaires récifaux (TALEH ZANG)
- **Ea** : flysch (AMIRAN)

- **Erb**: (KASHKAN)
- **Ma** : calcaires récifaux maestricht.
- **Ka** : conglomérats (AMIRAN)

- **OM**: calcaires massifs récifaux (AQ.-BURD)
- **E** : calcaires lités (EOCENE)
- **Ecg**: conglomérat basal à radiolarites

Ks: Crétacé sup. marneux

de l'Eocène sont remaniés et cimentés dans un calcaire à foraminifères planctoniques du Priabonien terminal (1); on a donc là un indice de mouvements intra-éocènes.

- au Sud de Qal'eh Alashtar, les calcaires lités éocènes sont remaniés à leur partie supérieure (10 m de conglomérats calcaires).

Enfin, les formations conglomératiques Amiran et Kashkan ont un comportement diachronique (Fig. 23).

Toutes ces données sont résumées sur la figure 24.

La phase de plissement principale est donc intra-paléocène, mais des contrecoups ont pu se produire jusqu'à l'Oligo-Miocène, date à laquelle tout était terminé.

3.2.2. Paléogéographie liée à la phase éocène

Remarquons qu'au Sud Ouest d'une ligne Khorramabad - Sefid Dasht, suivant l'axe de l'anticlinal de Khorramabad et le chevauchement du Kuh-e-Berenj, il n'y a plus de discordance. Cette limite est vraisemblablement parallèle aux axes de plissements.

Sans aboutir à une reconstitution paléogéographique précise, on peut cependant définir un certain nombre de paléoreliefs. Nous nous proposons de les passer en revue.

3.2.2.1. Kuh-e-Surkeh (Fig. 25)

Les formations tertiaires du Kuh-e-Surkeh, situé dans le coin nord ouest de la feuille, reposent à la fois sur le Crétacé autochtone et sur les radiolarites et calcaires allochtones.

Au Kuh-e-Surkeh, d'énormes épaisseurs (plus de 2000 m) de conglomérats rouges à radiolarites se sont déposées, les apports se poursuivant jusque dans l'Aquitano-Burdigalien. Une zone à radiolarites est donc restée émergée jusqu'à cette époque. L'épaisseur des conglomérats diminue très rapidement vers le Nord Est, en direction du massif calcaire sus-jacent aux radiolarites. Ils n'existent plus à Qal'eh Begi (à 10 km de là), où on trouve quelques bancs de calcaires éocènes discordants sur l'allochtone jurassique du Kuh-e-Garri. Plus vers l'Est, le même allochtone est recouvert par un calcaire récifal construit aquitano-burdigalien (Fig. 26).

-1- *Globorotalia cerroazulensis cunialensis.*

Mz calcaires du Kuh-e-Garri

Mzb calcaires blancs bréchiques

R radiolarites

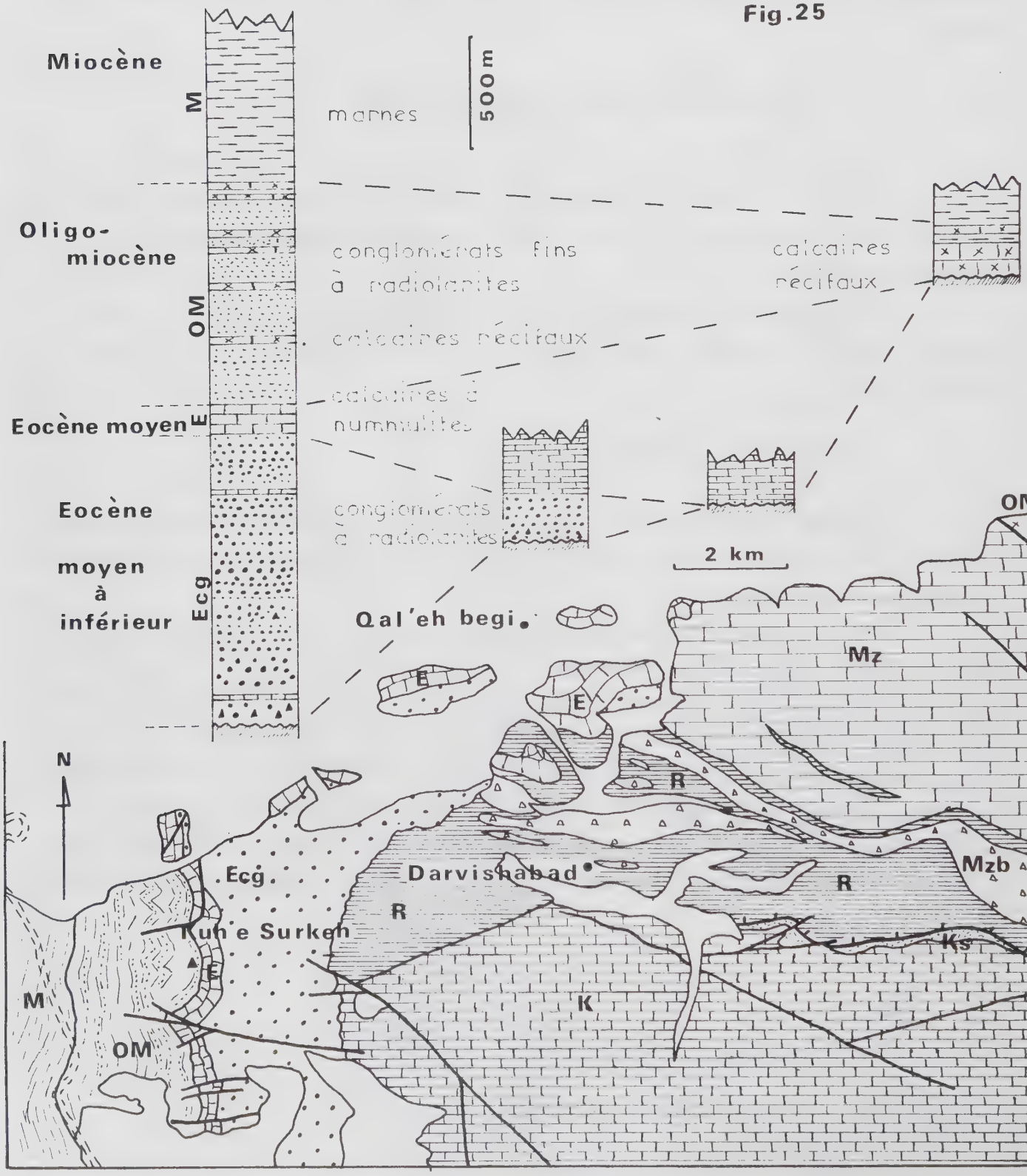
contact tectono-sédimentaire

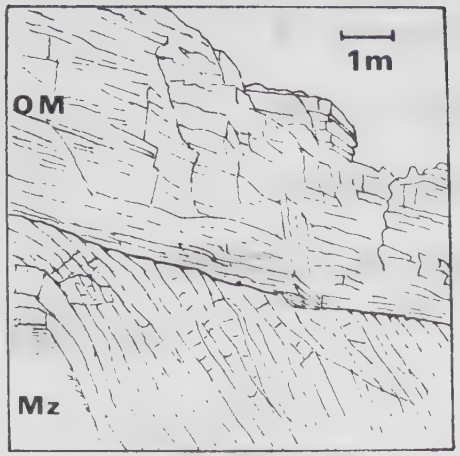
Ks Santono-Campanien

K Crétacé

Variations d'épaisseur et discordance du Tertiaire aux environs du Kuh e Surkeh

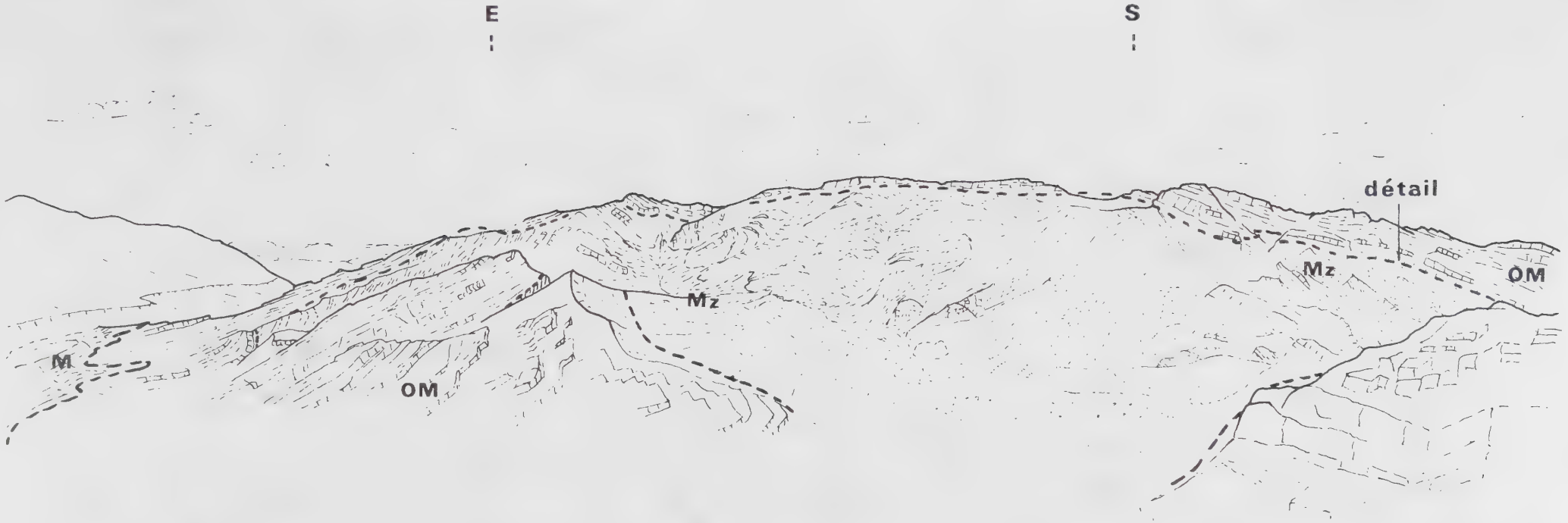
Fig.25





Transgression de l'Aquitano-Burdigalien (OM) sur les calcaires jurassiques (Mz) du Kuh-e-Garri .

Fig.26



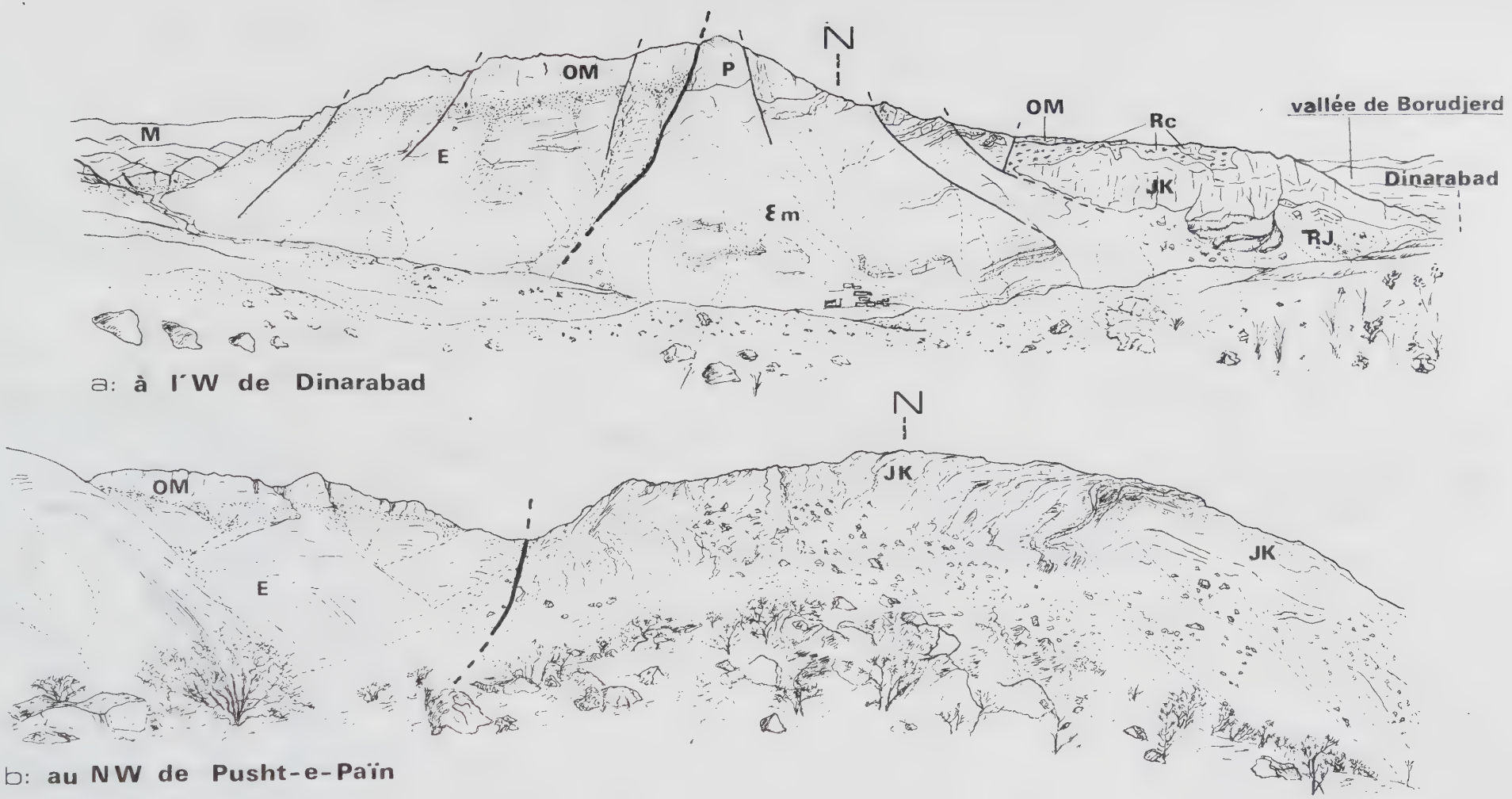


Fig. 27

HORST DE DINARABAD: Paléorelief nummulitique -

Em: Formation de Mila ; **P:** Permien ; **RJ:** Trias Jurassique ; **JK:** Jurassique Crétacé ;

Rc: Complexe à radiolarites;

E: Eocène lité ; **OM:** Oligo-miocène récifal ; **M:** Miocène marneux;

3.2.2.2. Le chaînon de Dinarabad (Fig. 27)

C'est une longue échine autochtone dominant la vallée de Borudjerd, en saillie dans sa couverture tertiaire, parallèle au grand décrochement du Zagros.

Au niveau de Pusht-e-Pain, le Crétacé autochtone est recouvert par:

- 700 m de conglomérats à radiolarites de type continental, d'âge paléocène-éocène;
- 700 m de calcaires éocènes lités;
- 300 m d'Aquitano-Burdigalien subrécifal.

A 7 km de là, au niveau de la vallée de Dinarabad, qui tranche le horst, donnant une très belle coupe naturelle, l'Aquitano-Burdigalien est directement discordant sur une semelle de brèches à radiolarites, témoin de nappe mise en place au Crétacé supérieur.

Malgré la présence de nombreuses failles liées au horst, on peut penser que les phases tectoniques postérieures n'ont eu pour effet que faire rejouer le paléorelief qui a alimenté en partie les conglomérats avant la transgression oligo-miocène.

3.2.2.3. Chevauchement du Kuh-e-Berenj et boutonnière anticlinale de Mirza Karim (Fig. 28)

- Le chevauchement du Kuh-e-Berenj est recoupé par la vallée à 4 km au Nord du village de Sefid Dasht. Le compartiment chevauché montre la succession suivante:

- calcaires crétacés de type Sarvak;
- marnes et calcaires du Crétacé supérieur bien développés;
- formation Amiran à faciès conglomératique;
- formation rouge de Kashkan;
- calcaires lités de la formation de Shahbazan passant à leur partie supérieure à
- l'Aquitano-Burdigalien récifal.

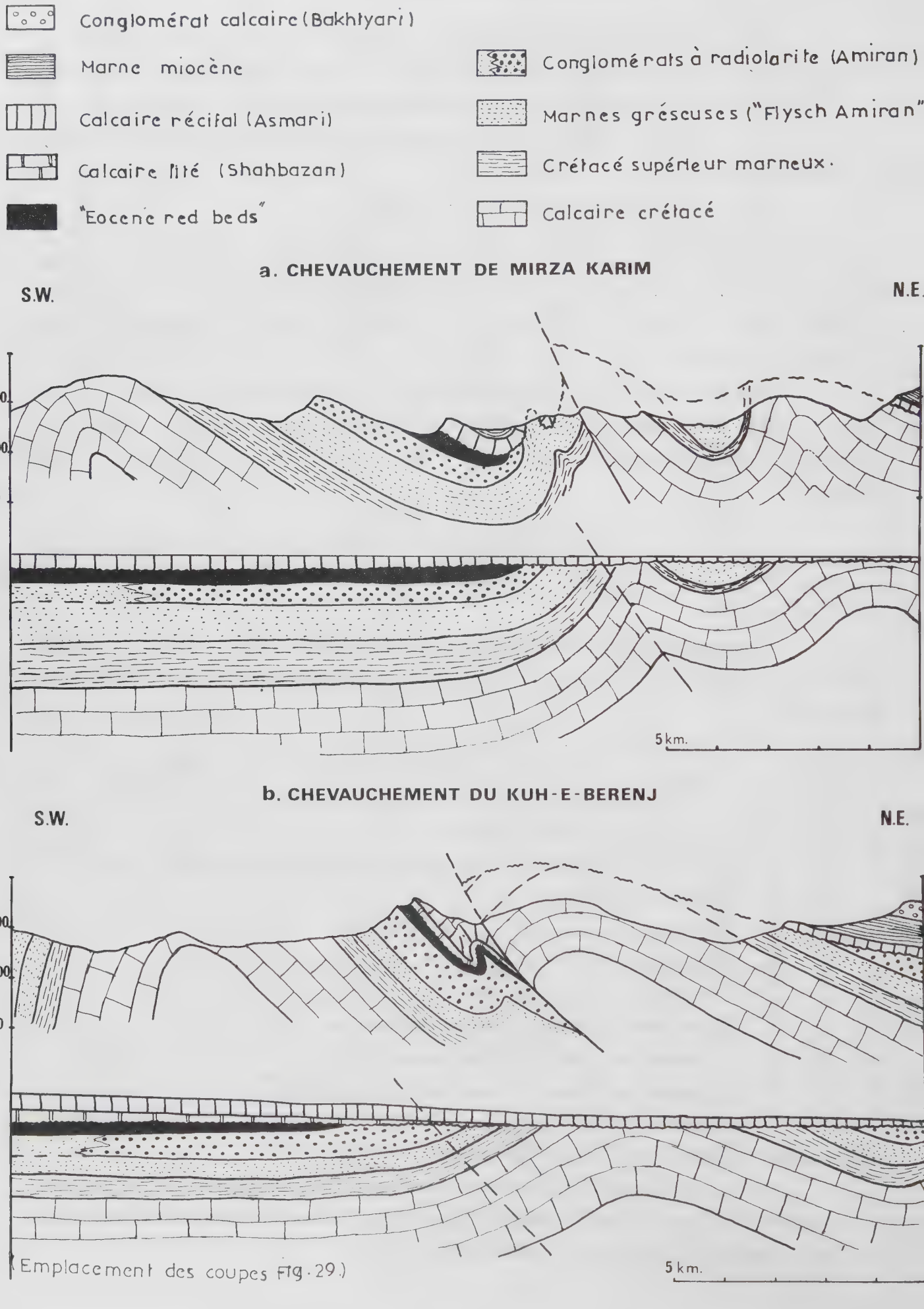
Le compartiment chevauchant montre une série plus réduite:

- Crétacé de type Sarvak;
- marnes bleues crétacées supérieures;
- cuesta aquitano-burdigalienne;
- marnes miocènes et conglomérats Bakhtyari.

Cette différence entre les deux séries, de part et d'autre du chevauchement, est constante sur toute sa longueur.

Il est donc probable que le chevauchement du Kuh-e-Berenj s'est produit à la faveur d'un paléorelief (lacune du Paléocène-Eocène), résultant d'une flexure ou d'une ébauche anticlinale du substratum crétacé.

Fig.28 - PALEORELIEFS NUMMULITIQUES DE LA RIDE EXTERNE



- On retrouve le même schéma dans la boutonnière anticlinale de Mirza Karim. L'Aquitano-Burdigalien repose, du Sud Ouest au Nord Est, sur des terrains de plus en plus anciens.

- A Robat-e-Namak, on trouve sur la formation de Kashkan, 10 m de calcaires subrécifaux, aquitano-burdigaliens, passant très rapidement aux marnes miocènes.

- A Kakareza, ces calcaires récifaux surmontent en discordance angulaire les marnes et conglomérats Amiran (Fig. 22 a).

- A Baralikeh, une mince semelle conglomératique repose sur les calcaires crétacés supérieurs directement surmontés par les marnes miocènes.

De même que dans le Kuh-e-Berenj, les phases tectoniques postérieures ont cassé ou accentué la voûte anticlinale formée pendant la phase paléocène.

Il est vraisemblable que l'alignement Kuh-e-Berenj - boutonnière de Mirza Karim traduit une seule et même limite paléogéographique qui a pu rejouer par la suite.

Remarque: Le cas comparable du Kuh-e-Takht Kala sera abordé plus loin dans le cadre de la tectonique post-miocène.

3.2.2.4. Synthèse paléogéographique au Crétacé supérieur et au Nummulitique

Une reconstitution paléogéographique (Fig. 29) nous montre que:

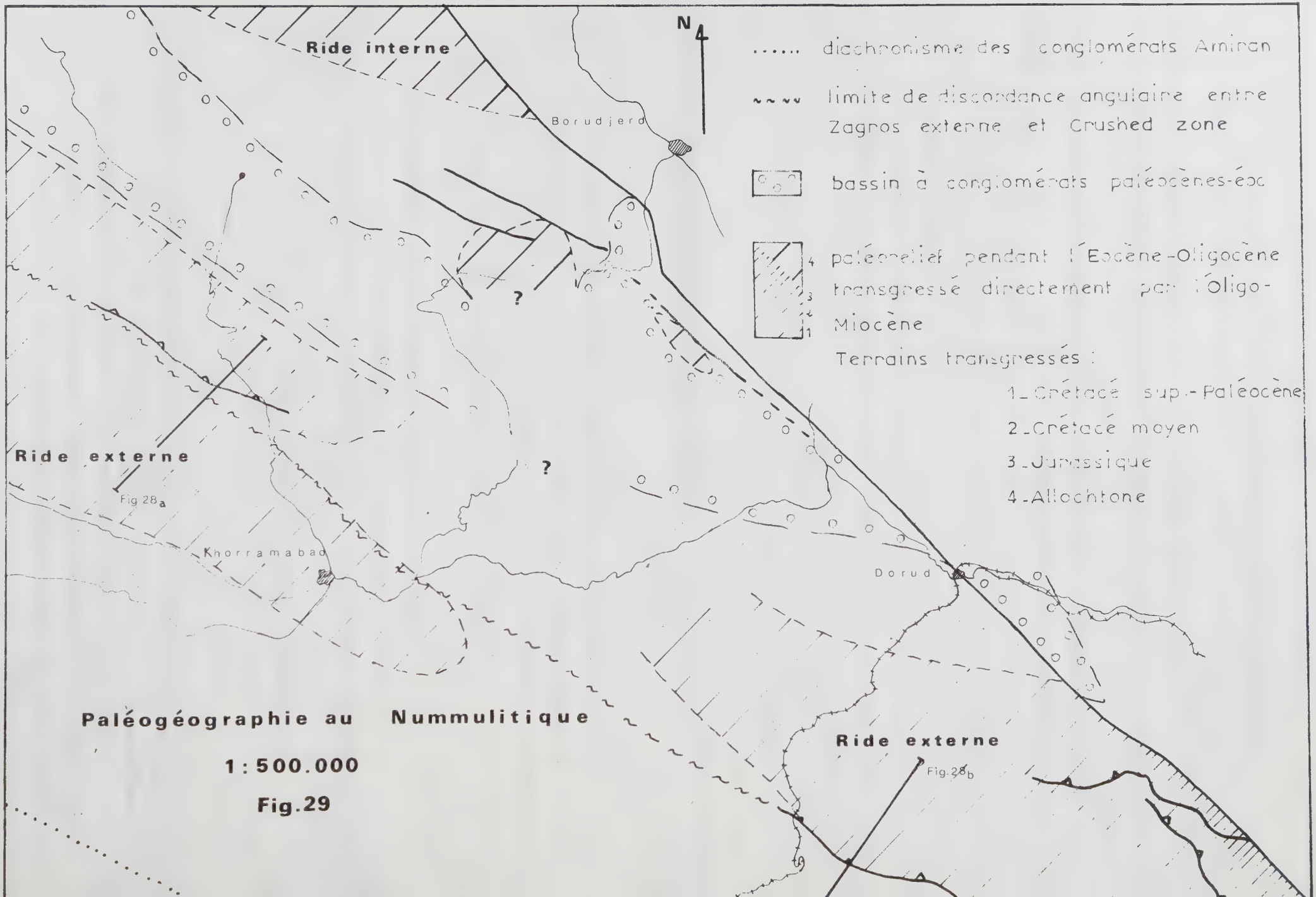
Au Maestrichtien, immédiatement après l'arrivée de la nappe, se déposent à son front les conglomérats Amiran. On constate que ces conglomérats sont développés au Sud d'une ligne Mirza Karim - Kuh-e-Berenj, et non au Nord. Ceci implique:

- soit qu'ils aient été érodés dans la partie nord, après la phase de plissement paléocène;
- soit qu'ils ne s'y soient pas déposés pendant le Maestrichtien;
- soit une combinaison des deux hypothèses.

Dans les deux cas, cette ligne correspond à une limite paléogéographique.

Au Paléocène - Eocène, bien qu'une grande partie des affleurements soit cachée par la klippe du Kuh-e-Farangui, on peut individualiser un bassin conglomératique bordé par deux zones en relief. L'une interne, au Nord, est principalement constituée par la masse allochtone du Kuh-e-Garri; l'autre externe, au Sud Ouest, est le résultat de la tectonique post-maestrichtienne (ce qui n'exclut pas un recouvrement par l'allochtone, celui-ci étant décapé par la suite).

Au Sud Ouest de cette ride externe, se développe le bassin du Zagros proprement dit. Les formations détritiques à radiolarites s'y amincissent et deviennent de plus en plus fines au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la ride.


Ride interne
Borudjerd
N
..... diachronisme des conglomérats Amiran
~~~ limite de discordance angulaire entre Zagros externe et Crushed zone
bassin à conglomérats paléocènes-éoc
paléorelief pendant l'Eocène-Oligocène transgressé directement par l'Oligo-Miocène
Terrains transgressés :
1_Crétacé sup.-Paléocène
2_Crétacé moyen
3_Jurassique
4_Allochtone
Ride externe
Fig 28a
Khorramabad
Dorud
Ride externe
Fig 28b
Paléogéographie au Nummulitique
1:500.000
Fig.29
~~~

Leur base montre également un comportement diachronique (Fig. 23 et 24). Celui-ci pourrait s'expliquer par une surrection progressive de l'ensemble des paléoreliefs nummulitiques de la Crushed Zone, repoussant et rejetant progressivement vers le Sud Ouest les produits d'érosion des masses à radiolarites ou des conglomérats formés à leurs dépens.

A l'Oligo-Miocène, ces zones hautes sont généralement transgressées et recouvertes par les récifs construits de l'Aquitano-Burdigalien et leurs produits périphériques subrécifaux. Notons que cette transgression n'est sans doute pas complète partout puisqu'au Kuh-e-Surkeh les apports de radiolarites détritiques continuent à cette époque.

3.3. PHASE TECTONIQUE POST-MIOCENE

C'est la principale phase de plissement du Zagros.

Dans la zone externe, elle se manifeste par de larges anticlinaux et synclinaux se succédant régulièrement, de direction N115 à N120 dans notre région (la direction générale à l'échelle du Zagros est N135-N140); ces plis affectent jusqu'au Miocène supérieur (Fars supérieur) et même des conglomérats Bakhtyari (d'âge postérieur mais non datés).

Quand on se rapproche de la Crushed Zone, les plis se font plus serrés, les flancs, parfois dissymétriques, atteignent la verticale.

Dans la Crushed Zone elle-même, ces plis, rarement simples et faciles à observer à cause de la superposition des quatre phases tectoniques, sont souvent accompagnés de chevauchements de toutes amplitudes, dont les principaux sont:

- le chevauchement du "domaine métamorphique" sur l'autochtone et les écailles tertiaires, ou "Main Thrust", et
- la klippe du Kuh-e-Farangui qui lui est associée.

Nous allons voir que l'étude de cette klippe et de certains chevauchements de moindre amplitude permettent de fixer avec plus de précision l'âge et les conditions paléogéographiques de la tectonique tangentielle post-miocène.

3.3.1. Klippe du Kuh-e-Farangui

3.3.1.1. Age et mode de mise en place

Il s'agit donc d'une puissante dalle principalement formée de calcaires du Crétacé moyen à supérieur, qui repose sur les terrains de la Crushed Zone suivant des modalités variables et significatives:

- Au bord est de la klippe, il y a recouvrement évident sur les marnes du Miocène inférieur par l'intermédiaire d'une écaille de Paléocène à volcanites (Fig. 30).
- Les bordures nord et ouest montrent le chevauchement direct du matériel crétacé sur les marnes du Miocène inférieur (Fig. 31). Quelleque soit la direction du déplacement, le recouvrement minimal est de quarante kilomètres.
- On trouve au contraire à sa bordure sud un grand développement de conglomérats de type fluviatile (Bakhtyari); plusieurs milliers de mètres surmontent en continuité stratigraphique le sommet des marnes miocènes. La limite entre la klippe et les conglomérats, dans la partie ouest de cette bordure, est sur plus de dix kilomètres de long une grande faille rectiligne de direction EW. Au front de la nappe (Zibah Mohammad), cette faille n'affecte pratiquement pas le

Fig.31_Front ouest de la klippe du Kuh-e-Farangui au NE d'Akbarabad : pli en genou à la faveur de l'amincissement d'un niveau de conglomérats "Bakhtyari" interstratifié dans les marnes miocènes.

Fig. 32-Klippe du Kuh-e-Farangui: ses relations avec les conglomérats Bakhtyari

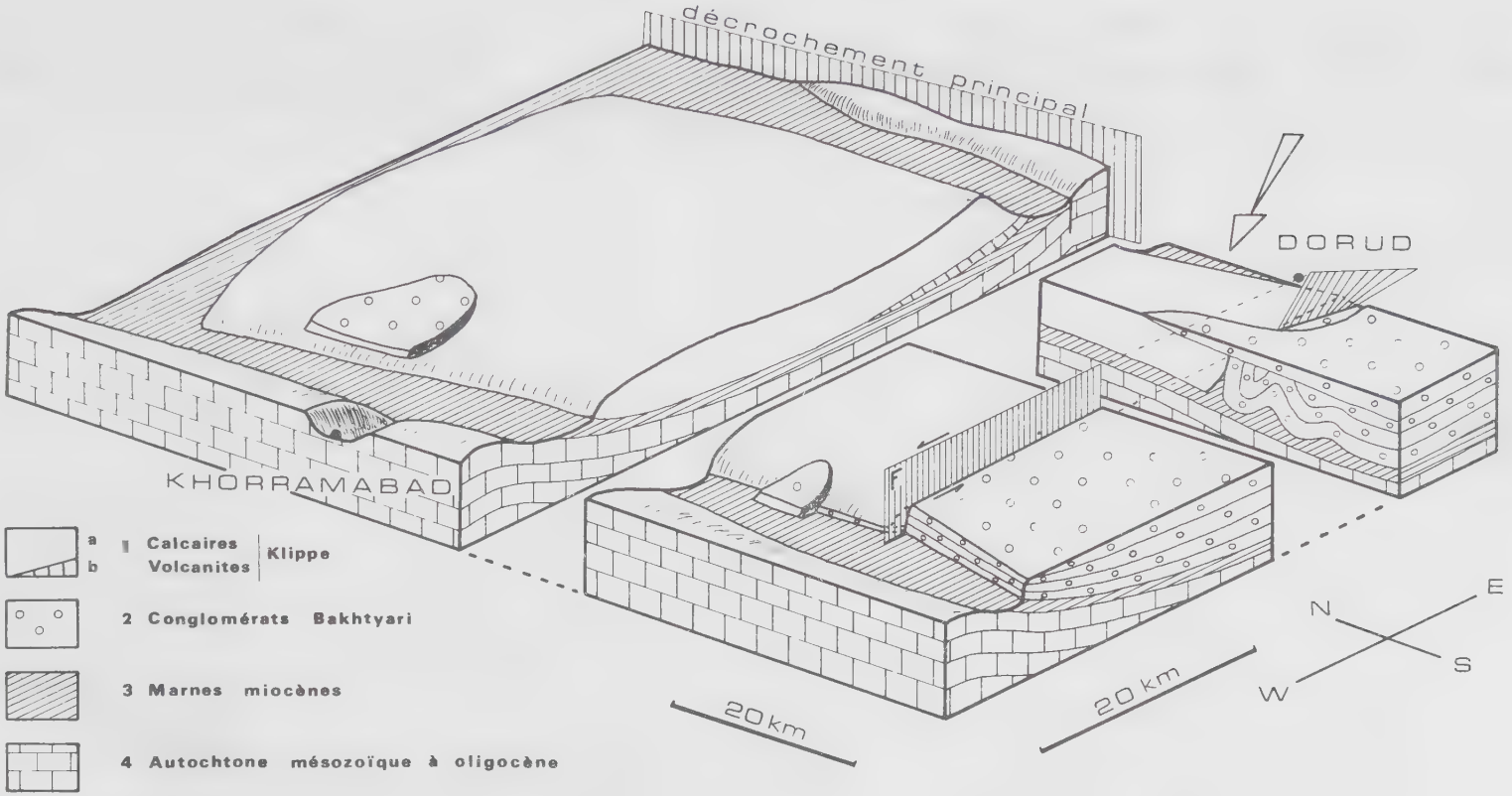
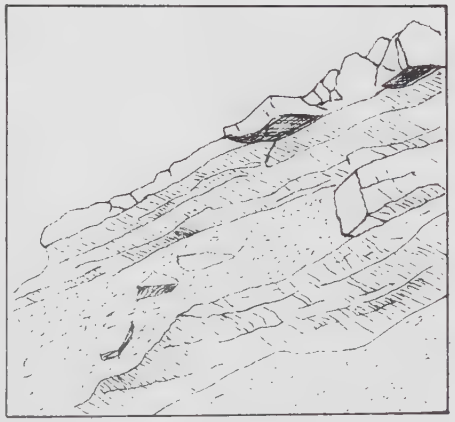


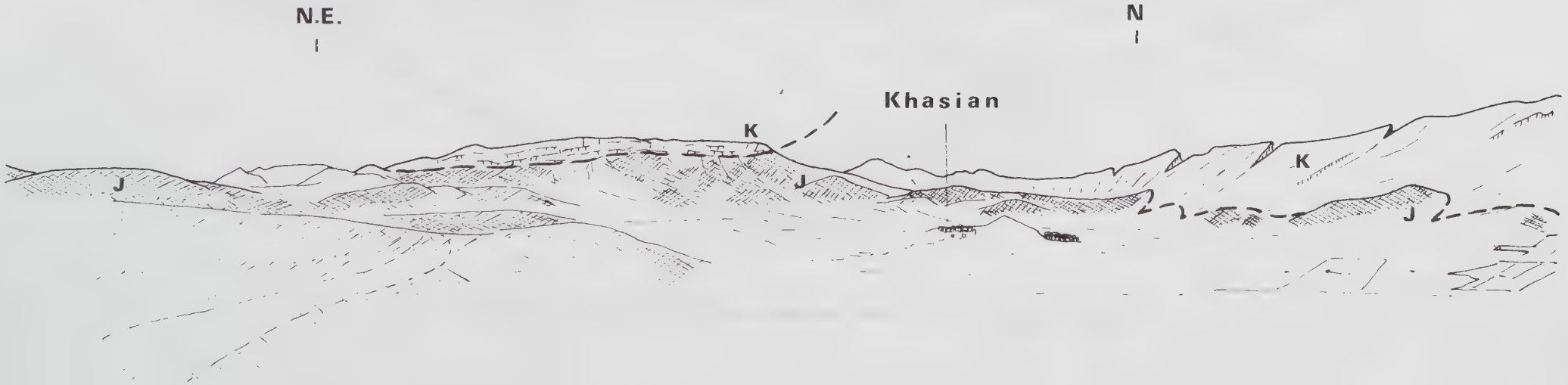
FIG. 33_ KLIPPE DU KUH E FARANGUI : Volcanites jurassiques et enveloppe calcaire crétacée



Schistosité dans les calcaires associés aux volcanites.

K _ Calcaires crétacés à rudistes.

J _ Volcanites et calcaires bioclastiques jurassiques supérieur.



substratum miocène: celui-ci montre un simple décrochement senestre de quelques centaines de mètres (Fig. 32).

- Plus à l'Est, aux abords méridionaux de Dorud, le contact sud, très redressé encore, est légèrement chevauchant sur les conglomérats Bakhtyari les plus inférieurs. Ceux-ci sont fortement plissés et redressés à la verticale au niveau de ce contact; ces plis s'amortissent rapidement vers le Sud.

De plus, on ne trouve aucune trace de la nappe, ni sur, ni sous ces conglomérats, ni même dans les galets qui les constituent. Dans la frange bordant le contact (Dar Aspar - Qarun) ce "Bakhtyari inférieur" redressé est recouvert en discordance angulaire (90°) (Fig. 34) par un "Bakhtyari supérieur" dans lequel apparaissent par contre, en galets, des éléments de la klippe. En même temps que les plis du "Bakhtyari inférieur", cette discordance angulaire s'amortit rapidement vers le Sud et n'est plus visible dans la boutonnière de Chamshit, à 3 km du contact, où la séquence Bakhtyari est parfaitement continue au dessus des marnes.

Enfin, les couches du sommet de cette séquence viennent même recouvrir partiellement la nappe, cachetant les contacts anormaux.

On peut conclure de ces faits:

- que la nappe du Kuh-e-Farangui s'est mise en place dans un bassin sédimentaire, puisqu'elle a partiellement rebroussé à sa marge des conglomérats en cours de dépôt (une large partie de ceux-ci ne se prolonge pas sous la nappe mais s'appuie contre elle);

- que l'âge de la mise en place est indiqué exactement par "l'interstratification" de la nappe dans les conglomérats; si ces conglomérats eux-mêmes ne sont pas datés, les marnes qu'ils surmontent nous ont fourni des microfaunes du Miocène supérieur: on peut donc dire avec certitude que dans cette région les charriages et chevauchements du Zagros se sont produits au moins au Miocène supérieur, plus probablement après;

- que l'avancée de la nappe était limitée du côté sud par une faille à rejet coulissant qui affecte la nappe seule à l'exclusion presque complète de son substratum: elle est donc contemporaine et équivalente du chevauchement de la klippe. Cette faille constituait alors le rebord nord du bassin des conglomérats Bakhtyari de Chamshit, rebord qui n'a été débordé que très tardivement par la sédimentation de ce bassin. De plus, cette limite était mobile et a subi un déplacement horizontal avec composante vers le Sud, plissant les premiers dépôts de la marge du bassin; ceci indique d'ailleurs que le mouvement ne se faisait pas franchement vers l'Ouest, mais plutôt vers le Sud Ouest: une telle orientation des mouvements est parfaitement cohérente tant avec la direction qu'avec le rejet senestre de la faille limite sud de la klippe ("effet d'étrave" au flanc de la klippe se déplaçant vers le Sud Ouest).

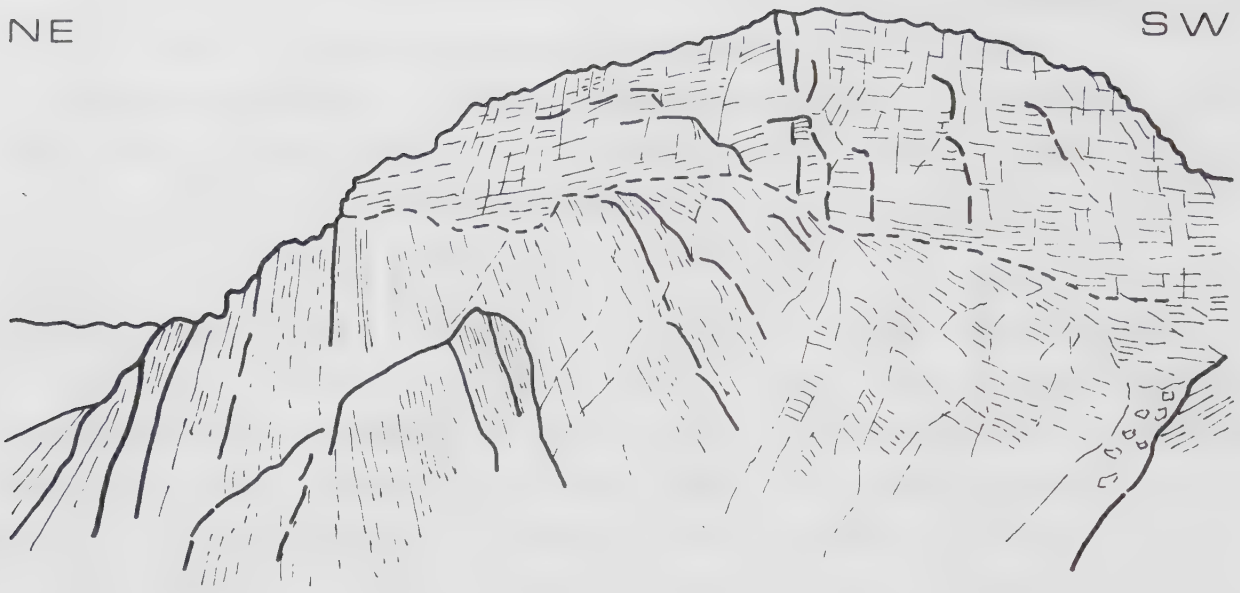
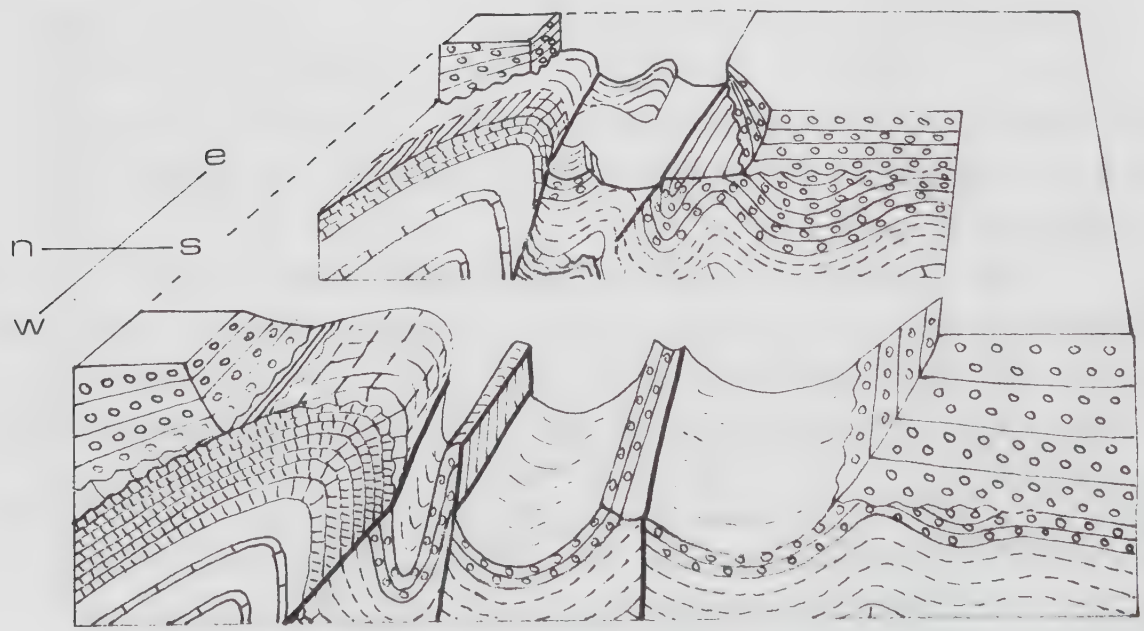


Fig. 34 - Discordance intra-Bakhtyari près de Dar Aspar.

Fig. 35 - Bloc-diagramme montrant le chevauchement du Kuh-e-Takht Kala



Bakhtyari sup. et inf.

Marnes miocènes sup.

Calcaires subrécifaux aquitano-burdigaliens.

Calcaires crétacés

Calcaires et marnes jurassiques.

En conclusion, on peut donc dire que c'est au Miocène supérieur (ou peu après) et dans un bassin sédimentaire en cours de comblement par les conglomérats Bakhtyari que s'est avancée, du Nord Est vers le Sud Ouest, la nappe du Kuh-e-Farangui.

3.3.1.2. Origine et structure

Nous avons vu (cf. 2.1.2.2.) que la klippe du Kuh-e-Farangui pouvait en fait être assimilée à un gigantesque pli couché à coeur jurassique supérieur (calcaires et volcanites de Khasian) et à enveloppe de calcaires crétacés (Fig. 33).

- Certaines analogies que présente cette série avec celle que l'on peut observer par exemple près de Kamandan, mais aussi dans toute la frange externe du domaine métamorphique, bordée par la Main Thrust, depuis Songor au Nord jusqu'à Shahr-e-Kurd au Sud Ouest d'Isfahan (série volcano-sédimentaire, calcaires jurassiques et couverture de calcaires crétacés, cf. deuxième partie, 2.3.),

- ainsi que la direction des déplacements déduite plus haut

conduisent à envisager cette klippe comme un élément avancé du domaine de l'Iran central. C'est d'ailleurs la conclusion à laquelle est arrivé J. BRAUD (1971) pour la nappe du Kuh-e-Garun dont la klippe du Kuh-e-Farangui est la prolongation méridionale.

La schistosité bien développée dans les calcaires associés aux volcanites

- n'étant jamais observée dans le Zagros autochtone,

- n'ayant pas pu se former dans les conditions subaériennes du charriage de la nappe,

est par contre caractéristique du style de déformation propre au domaine métamorphique.

Cette schistosité pose néanmoins certains problèmes puisqu'elle ne passe apparemment pas dans le Crétacé de la nappe; ceci n'est pas compatible avec ce que nous connaissons du domaine métamorphique (calcaires de Shazand) dont le Crétacé est intensément schistosé. Cependant, nous ne connaissons que très mal la série de Kamandan, et si au cours d'une reconnaissance rapide de la même série, dans la région de Para, un peu plus au Sud Est (feuille Golpaygan), nous avons pu observer une belle schistosité dans le Jurassique, nous ne connaissons pas le sommet de la série, ni au point de vue faciès, ni au point de vue structural. Des études plus approfondies seraient donc nécessaires.

3.3.2. Complexe à volcanites paléocènes

Une unité à volcanites paléocènes et calcaires récifaux éocènes (oligocènes) associés existe de façon quasi-constante "en semelle" sous la nappe du Kuh-e-Farangui. Sa constitution est identique à ce que nous connaissons dans le

EXEMPLES DE CHEVAUCHEMENTS SYNSEDIMENTAIRES D'AGE FINI-MIOCENE

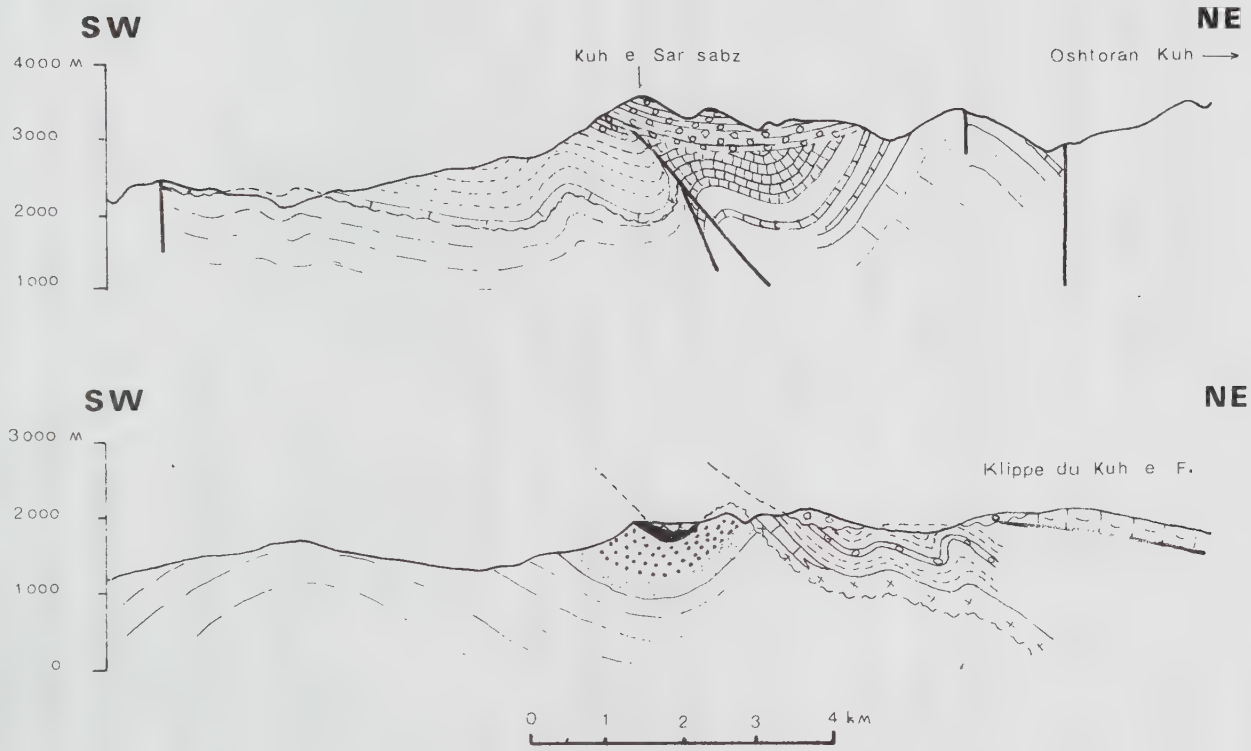


Fig.36$_a$ - Au Kuh-e-Sar Sabz

N.B: les coupes sont localisées sur la figure 38

Fig.36$_b$ - Au front de la klippe du Kuh-e-Farangui, 8 km au NW d'Akbarabad.

Conglomérats Bakhtyari

Marnes miocènes avec banc de conglomérats.

Calcaires subrécifaux aquitano-burdigaliens.

Formation de Shahbazan

Formation de Kashkan

Conglomérats Amiran

Crétacé supérieur marneux

Crétacé calcaire

Marnes et calcaires du Trias-Jurassique

Permien dolomitique

Tertiaire du Sud Est de Kamandan. D'autre part, des formations comparables sont largement développées dans le "bassin des écailles tertiaires" sur la feuille Kermanshah (J. BRAUD, 1970). Elle aurait donc été entraînée par la nappe lors de son passage au-dessus de ce bassin, aujourd'hui presque complètement disparu sur notre transversale.

3.3.3. Autres chevauchements post-miocènes

L'exemple du Kuh-e-Farangui, charriage subaérien effectué synsédimentairement à la périphérie du bassin des conglomérats Bakhtyari, n'est pas unique, et nous en connaissons d'autres, d'amplitude plus réduite, dont nous allons maintenant parler rapidement (chevauchements du Kuh-e-Takht Kala et du Kuh-e-Sar Sabz).

3.3.3.1. Chevauchement du Kuh-e-Takht Kala (Fig. 35)

C'est le petit chevauchement d'un anticlinal de calcaires crétacés transgressés par des calcaires récifaux aquitaniens sur un synclinal de marnes et de conglomérats Bakhtyari inférieur composés essentiellement de galets d'Aquitanien et d'un peu de radiolarites, avec interlits marneux et gréseux. Les marnes sous les conglomérats ont donné la microfaune suivante du Miocène supérieur:

Elphidium cf advenum
Rotalia boccarii angulata
Rotalia boccarii ssp

Au voisinage du chevauchement, ces conglomérats ont subi un fort plissement de direction N80. Ces plis, isoclinaux et légèrement déversés vers le Sud à proximité de la faille, semblent s'amortir rapidement vers le Sud et disparaissent sous la masse principale du Bakhtyari, qui les recouvre avec une discordance angulaire de 90°. Cette séquence supérieure transgresse en même temps l'anticlinal chevauchant, avec sa composition habituelle de galets de calcaires crétacés et semble n'avoir été affectée que par des rejeux minimes du chevauchement. Comme dans le cas précédent, la sédimentation Bakhtyari, plus au Sud, est parfaitement continue et ne montre ni discordance, ni lacune évidente.

3.3.3.2. Chevauchement du Kuh-e-Sar Sabz (Fig. 36 a)

Cette région a été cartographiée uniquement par photogéologie; cependant, le même schéma qu'au Kuh-e-Takht Kala semble se reproduire, à savoir:

- un anticlinal à coeur paléozoïque chevauchant sur un bassin à marnes miocènes et conglomérats Bakhtyari;
- une masse de Bakhtyari supérieur cachetant les contacts anormaux et venant transgresser directement le Mésozoïque de l'anticlinal chevauchant, dont

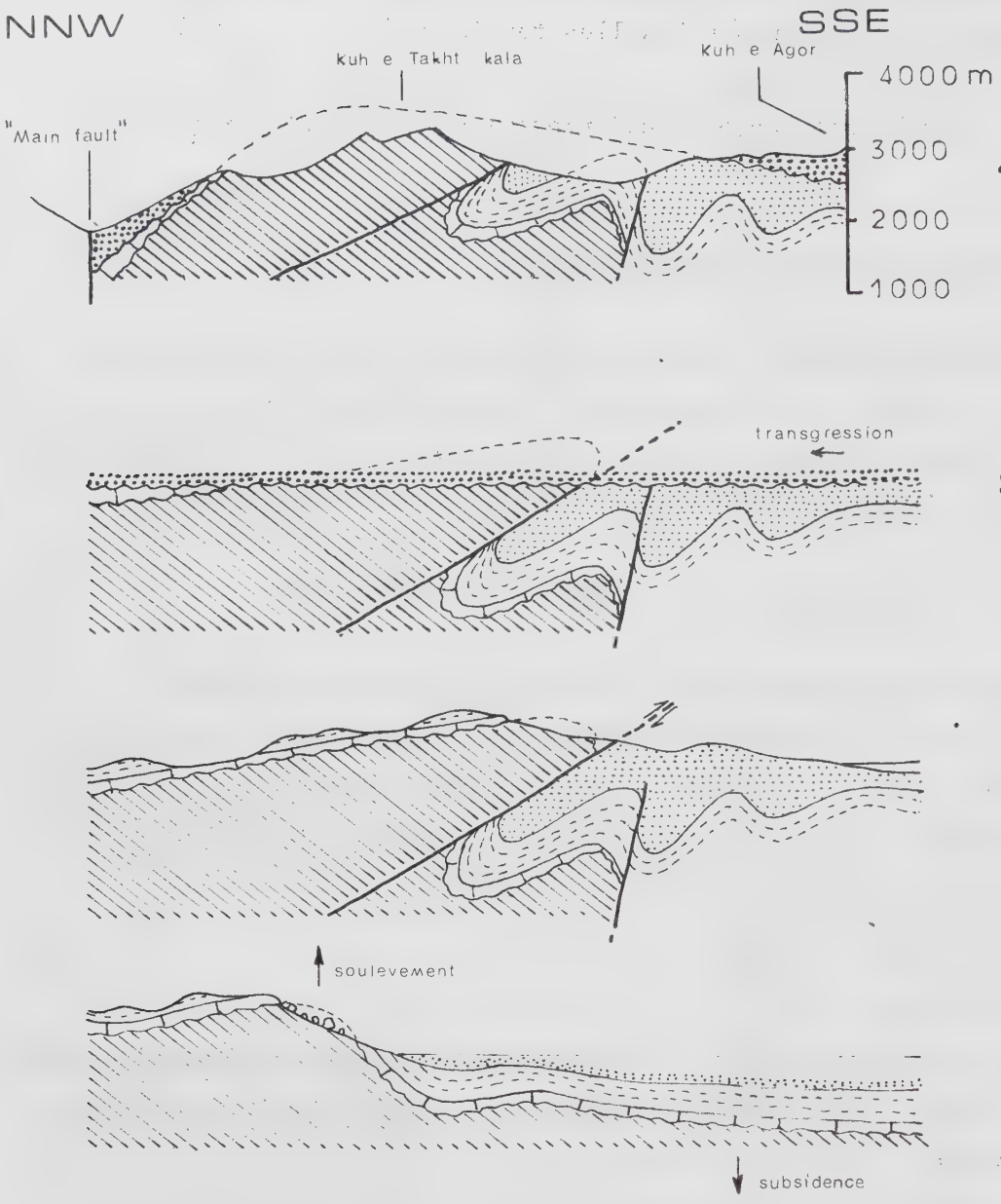


Fig. 37 - INTERPRETATION RETROTECTONIQUE DU CHEVAUCHEMENT DU KUH-E-TAKHT KALA

Conglomérats Bakhtyari

Marnes miocènes

Calcaires subrécifaux transgressifs aquitano-burdigaliens

Mésozoïque indifférencié

Faille, chevauchement.

la couverture tertiaire a été érodée.

3.3.3.3. Au Nord d'Akbarabad

Un petit affleurement de conglomérats Bakhtyari au front de la nappe montre des phénomènes analogues (Fig. 36 b).

3.3.4. Paléogéographie liée à la phase fini-miocène

Remarquons qu'au Kuh-e-Takht Kala et au Kuh-e-Sar Sabz, une zone émergée s'est individualisée pendant ou après le Miocène inférieur, puisque l'Aquitano-Burdigalien s'était déposé partout et a ensuite été érodé pour alimenter la sédimentation du Bakhtyari inférieur (Fig. 37). Les chevauchements s'étant ensuite produits à l'air libre et au niveau d'une limite d'érosion, on aurait ici un bel exemple de morphotectonique. Ceci expliquerait en particulier la direction N80, aberrante, des plis du Bakhtyari inférieur.

D'autre part, on observe (Fig. 38) que le prolongement vers le Nord Ouest des chevauchements décrits précédemment est marqué par des failles verticales qui, au niveau de Chamshit, relèvent un compartiment nord est et font ainsi apparaître des niveaux d'évaporites. Ces niveaux appartiennent à la partie inférieure des marnes miocènes. Cette "zone à évaporites" se prolonge très loin vers le Nord Ouest puisqu'on la retrouve sur une ligne, Nord d'Akbarabad - Robat-e-Namak - Kakareza - Kuh-e-Sufreh. Il n'y a jamais d'évaporites au Nord Est de cette ligne. Elle serait le témoin d'une ride (faciès de régression) individualisée au Miocène inférieur, après la transgression générale aquitano-burdigalienne, et localement émergée (Kuh-e-Takht Kala, Kuh-e-Sar Sabz). Son apparition marquerait ainsi le début des plissements néogènes.

Après le dépôt des marnes, n'atteignant probablement pas les zones émergées, cette ride, ou flexure, aurait continué à servir de limite à une zone plus subsidente au Sud, marquée par une sédimentation de marnes et conglomérats interstratifiés (Bkm), tandis qu'au Nord se déposait une séquence entièrement conglomératique (Bk). On note en effet la diminution progressive d'épaisseur du Bkm du Sud au Nord, celui-ci disparaissant à peu près au niveau de la flexure; au Nord de celle-ci, on n'a plus que quelques bancs de conglomérats intercalés dans les marnes avant la séquence Bakhtyari.

D'autre part, au Nord Ouest de la feuille, cette ride correspond à la limite d'extension nord des conglomérats et marnes miocènes interstratifiés. Remarquons qu'elle était déjà une limite paléogéographique au Crétacé supérieur (limite nord de la ride externe que nous avons définie au paragraphe 3.2.2.5.).

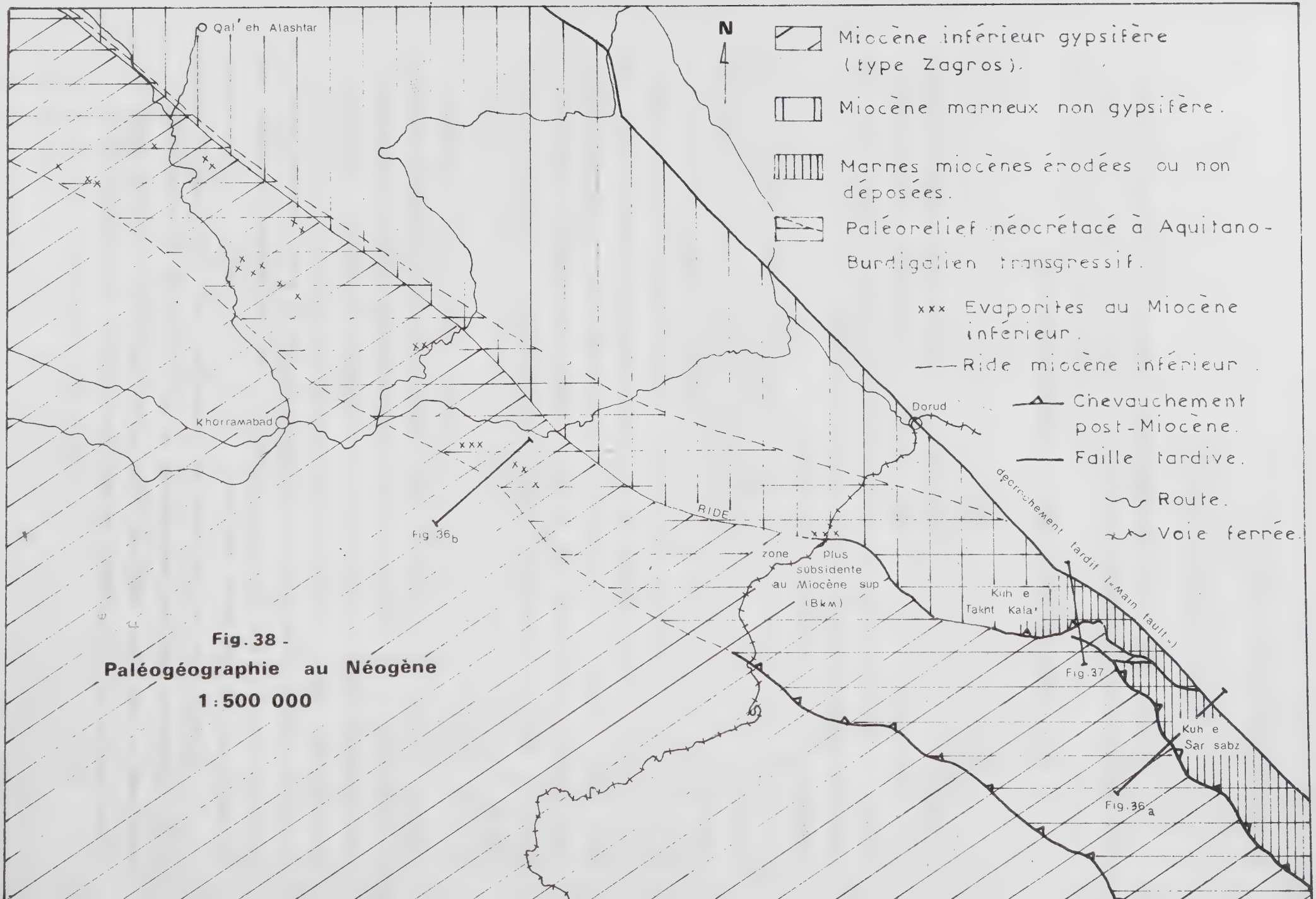


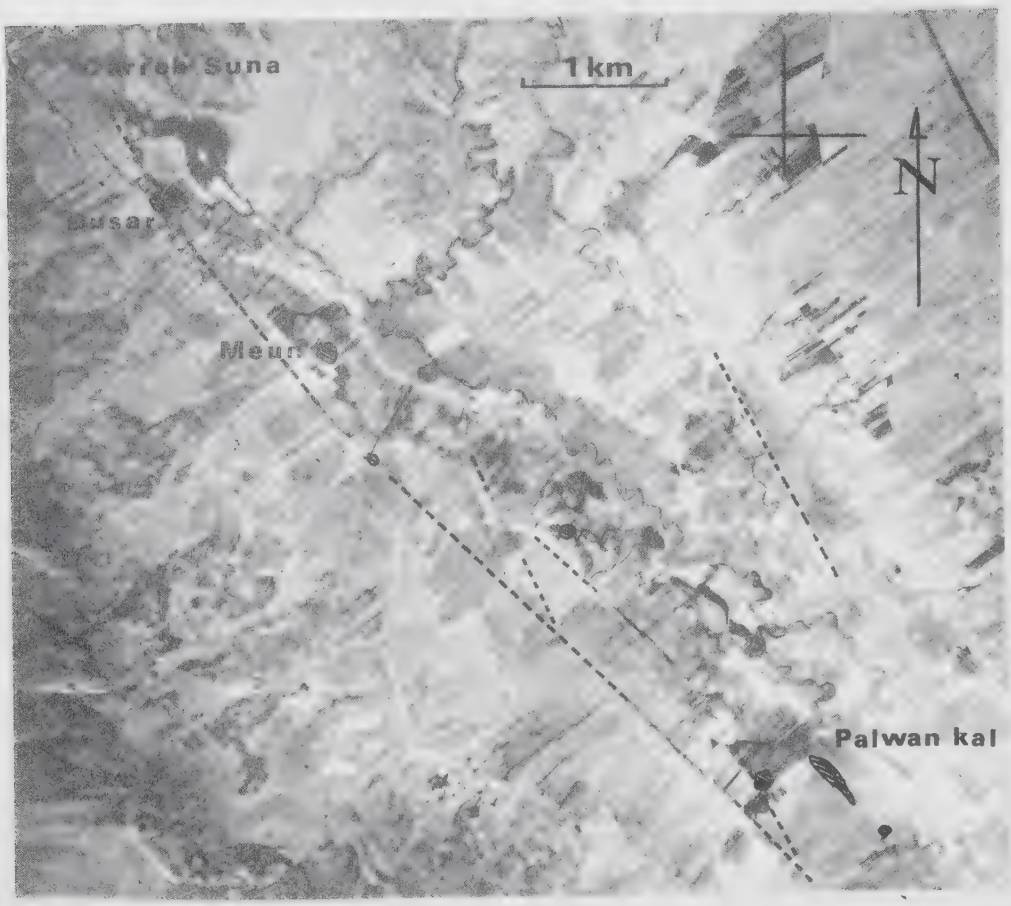
Fig. 38 -
Paléogéographie au Néogène
1 : 500 000

3.3.5. Conclusion

On peut déduire de tout ceci que:

- les premiers plissements ont débuté au Miocène inférieur et ont entraîné l'émersion de reliefs aussitôt soumis à l'érosion; ces lignes paléogéographiques coïncident, au moins pour partie, avec celles qui ont succédé à la tectonique néocrétacée (rides transgressées à la fin du Nummulitique);
- des charriages et chevauchements subaériens sont intervenus dans la Crushed Zone à la fin du Miocène supérieur ou peu après;
- des plissements ont encore eu lieu par la suite, puisque la discordance basale du Bakhtyari supérieur et ce Bakhtyari lui-même (fortement diaclasé) sont plissés; les pendages ne dépassent cependant pas 30° mais sont le plus souvent aux alentours de 10-15°, même dans des zones très éloignées du décrochement tardif (cf. 3.4.).

Fig.39 - GRAND DECROCHEMENT : TRONÇON DE DORUD



Failles et alignement de sources dans la plaine alluviale de l'Ab-e-Dez.

Décalage dextre des rivières au Nord Ouest d'Arjanak.

3.4. PHASE TECTONIQUE TARDIVE ET ACTUELLE

Une grande zone de fractures rectilignes de direction N135 traverse la feuille Khorramabad en recoupant obliquement toutes les structures et terrains jusqu'aux alluvions modernes. Il s'agit d'un fragment du grand "décrochement du Zagros" déjà décrit ou suivi sur 1300 km par les auteurs précédents (J. BRAUD et L.E. RICOU, 1971). Nous avons pu individualiser deux tronçons majeurs verticaux se relayant en forme de coulisse, le tronçon de Wennai au Nord, prolongement méridional de la faille de Nahavand (J. BRAUD et J.S. TCHALENKO, 1973) et le tronçon de Dorud au Sud.

3.4.1. Manifestations actuelles

Le décrochement a rejoué récemment puisque dans la vallée de Borudjerd des alignements de sources sont bien visibles sur 40 km (Fig. 39 a) et que les alluvions sont même décalées, par abaissement du compartiment est, de plus d'un mètre. J. BRAUD et J.S. TCHALENKO attribuent cet escarpement au tremblement de terre du 23 Janvier 1909 ("tremblement de terre de Selakhor") qui tua entre cinq et six mille personnes de Dorud et de ses environs.

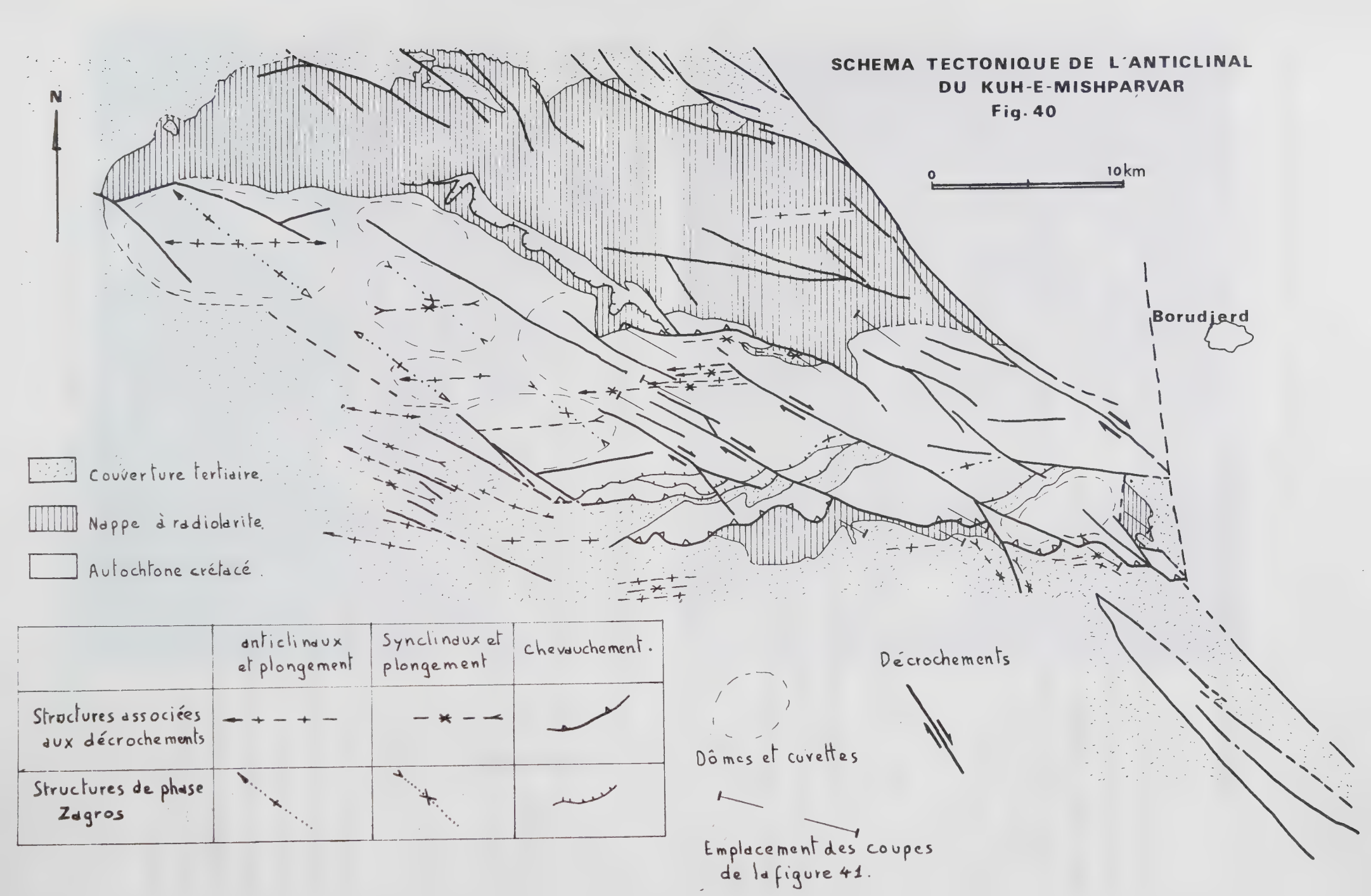
3.4.2. Caractères et ampleurs du coulissement

A la suite de H.W. WELLMANN (1965), nous avons observé de nombreux tracés en "baïonnettes" (Fig. 39 b) des rivières traversant les tronçons de la faille. Dans chaque cas le décalage est dextre et de l'ordre de 1 à 3 km.

Une petite vallée, au Nord du village de Wennai, emprunte la "faille de Nahavand". Elle possède, sur ses flancs, des conglomérats locaux quaternaires montrant des crochons qui caractérisent un rejet dextre.

D'autre part, le "tronçon de Dorud", net et rectiligne dans sa partie méridionale, semble s'interrompre au moment de "buter" contre le flanc sud de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar, pour se résoudre en une série de cassures qui lui sont obliques. Le faisceau de failles N115 ainsi individualisé recoupe l'anticlinal perpendiculairement à son axe et y constitue une série de compartiments. Le caractère dextre du coulissement de ces fractures annexes a pu être mis en évidence dans l'anticlinal par les décalages de son plan axial. La somme des rejets partiels observés est d'environ 9 km.

Par conséquent, le rejet minimal du décrochement peut être évalué à une dizaine de kilomètres. Ce rejet traduit soit le jeu récent de la faille (décalage des rivières et des conglomérats quaternaires), soit son amortissement dans le


SCHEMA TECTONIQUE DE L'ANTICLINAL
DU KUH-E-MISHPARVAR
Fig. 40
N
0
10km
Borudjerd
Couverture tertiaire.
Nappe à radiolarite.
Autochtone crétacé.
anticlinaux et plongement
Synclinaux et plongement
Chevauchement.
Structures associées aux décrochements
Structures de phase Zagros
Décrochements
Dômes et cuvettes
Emplacement des coupes de la figure 41.

secteur où elle se fait relayer par le "tronçon de Nahavand" (décalage de part et d'autre des cassures satellites observables).

Cependant, à l'échelle régionale, on constate que:

- dans le compartiment sud ouest, face au massif de l'Oshtoran Kuh, dont nous avons décrit la série type (cf. 2.1.1.), la série triasico-jurassique présente des caractères nettement différents (marnes et calcaires bitumineux, cf. 2.1.1.7.2.).

- plus au Nord Ouest, le chaînon de Dinarabad montre un Mésozoïque très réduit (400 m, cf. 2.1.1.7.1.) qui ne peut donc lui non plus être l'équivalent de celui de l'Oshtoran Kuh.

Il faut donc remonter jusqu'à l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar, au Nord Ouest, pour trouver une série semblable (cf. 2.1.1.). Par conséquent, on serait tenté de faire de ce dernier l'équivalent de l'Oshtoran Kuh. Le rejet ainsi déduit d'après des critères stratigraphiques serait de l'ordre de 60 km.

De plus, la composante verticale du rejet est certainement d'ampleur non négligeable; en effet, le massif de l'Oshtoran Kuh, échine monoclinale de 4000 m d'altitude, et les plans de chevauchement néo-crétacé et post-miocène qui le surmontent montrent des pendages fortement redressés (jusqu'à 70°) au voisinage de la faille. Quelques kilomètres plus au Nord Est, ces plans redeviennent subhorizontaux.

Ces variations de pendage pourraient être interprétées comme un gigantesque crochon marquant l'abaissement relatif de l'Oshtoran Kuh par rapport au compartiment sud ouest.

Nous avons vu enfin que le jeu récent de la faille mettait en évidence un rejet à composante verticale abaissant effectivement le compartiment nord est.

Cette composante serait à l'origine de la subsidence de la vallée de Borudjerd et du soulèvement du horst de Dinarabad.

3.4.3. Remarque sur les directions de fractures

Notons que dans notre secteur deux directions de fractures coexistent:

- N135, failles principales,
- N115, failles "annexes".

Ces directions se retrouvent, plus au Nord, sur la feuille Kermanshah, mais leur importance relative est inversée: les failles principales sont de direction N115, les failles "annexes" de direction N135.

3.4.4. Structure associée au décrochement: anticlinal du Kuh-e-Mishparvar

Le massif du Kuh-e-Mishparvar et celui du Kuh-e-Garri se présentent respectivement comme un noyau mésozoïque autochtone et néoautochtone de la Crushed

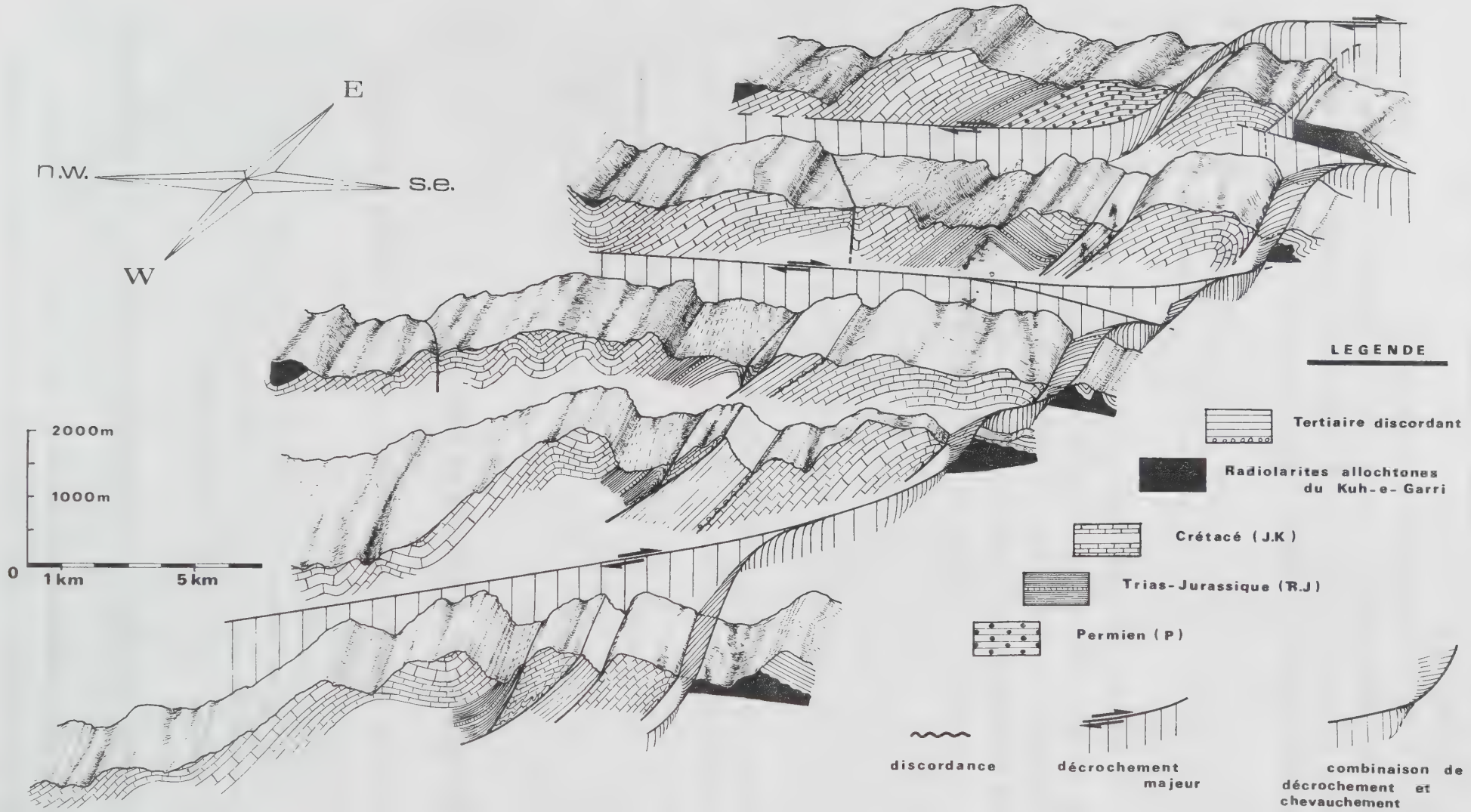


Fig.41 — BLOC-DIAGRAMME SCHEMATIQUE DU MASSIF DU KUH-E-MISHPARVAR :

RELATIONS DECROCHEMENT–CHEVAUCHEMENT

(Situation des coupes sur la Fig.40)

Zone s'étant soulevé, postérieurement à la mise en place des nappes fini-miocènes, suivant un axe EW. Ce bombement tardif semble associé à la phase décrochante.

Dans sa partie ouest, l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar montre une structure en "carton à oeufs" caractéristique. On observe une série de dômes et cuvettes de forme grossièrement elliptique allongées EW, de dimension décakilométrique. Cette structure semble résulter de l'entrecroisement d'une direction de plissements N115 de type Zagros avec une série de plis EW tardifs associés au décrochement.

La superposition de ces deux phases n'est pas aussi claire dans la partie est de l'anticlinal car les plissements de la phase Zagros y sont accompagnés de chevauchements plus ou moins complexes; de plus, les décrochements de la phase tardive sont ici très développés.

En effet, au niveau de Nauniadi, on constate la disparition, au Nord, d'une série de failles parallèles dont le "tronçon de Dorud". Le mouvement décrochant de ces failles semble absorbé par la flexure est ouest de l'anticlinal lui-même, par son chevauchement le plus méridional et enfin par un faisceau de fractures annexes qui le découpent.

Ce chevauchement sud est synchrone des décrochements qui ne le recoupent jamais. On observe en effet le passage de l'un à l'autre (Fig. 41 et 42). Un même phénomène est observable de part et d'autre de la plus importante des failles annexes N115 (rejet de 6 km). Un train de plis est-ouest hectométriques à kilométriques dans le compartiment sud-ouest ne se retrouve pas dans le compartiment nord-ouest (Fig. 40). Ils ne traversent l'accident que lorsque celui-ci s'amortit et montrent alors une légère inflexion de leur axe. On peut donc les interpréter comme des plis contemporains du coulissement.

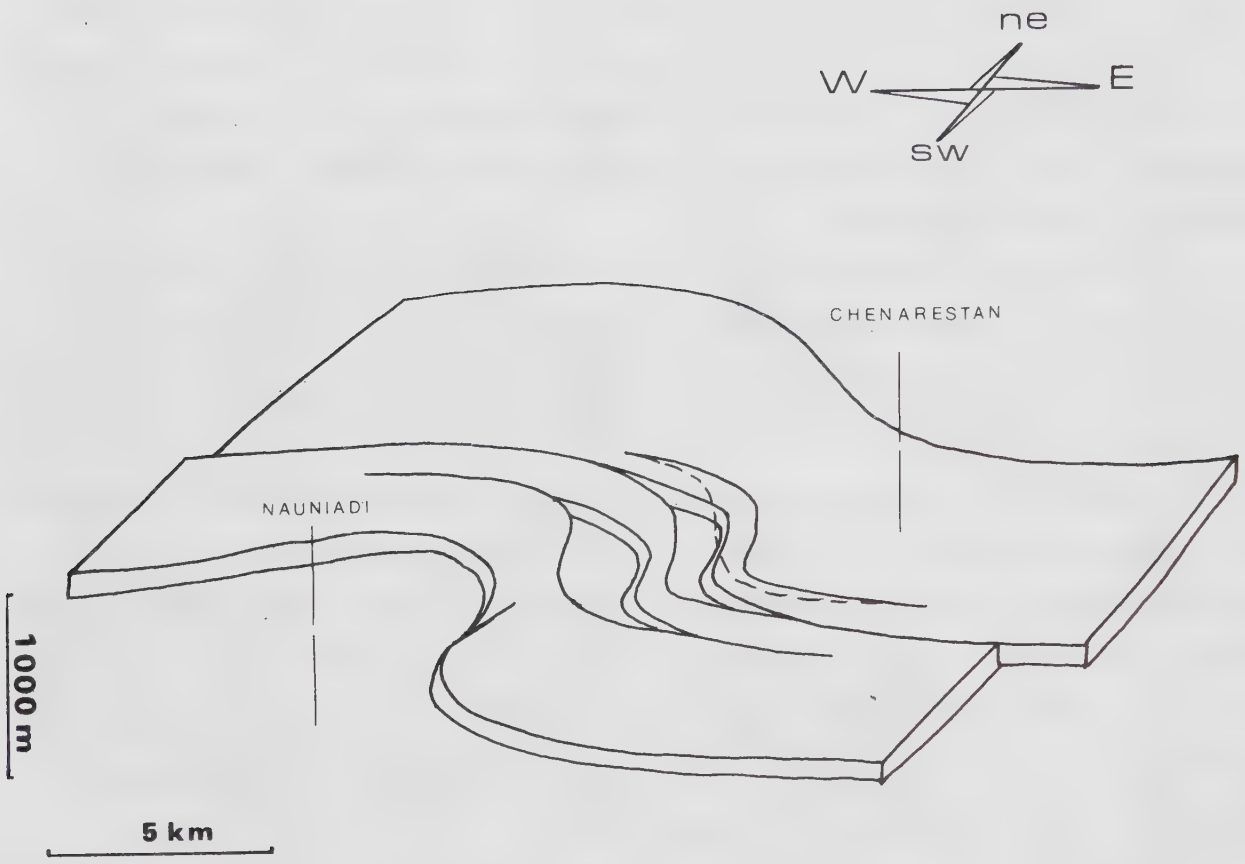
Le "tronçon de Dorud" est relayé plus à l'Est par le "tronçon de Nahavand"; l'équivalent oriental de la structure du Kuh-e-Mishparvar serait un hypothétique synclinal enfoui sous les alluvions de la vallée de Borudjerd.

Cette hypothèse permet d'expliquer la disparition des décrochements et leur relai en forme de coulisse, la structure est-ouest de l'anticlinal du Kuh-e-Mishparvar et le chevauchement de son flanc sud; cependant, elle n'est pas compatible avec d'autres directions observées dans l'anticlinal (structures en dômes) et avec le chevauchement médian du coeur jurassique de l'anticlinal sur un synclinal éocène. Ce chevauchement est effectivement recoupé par les fractures annexes, c'est donc une structure antérieure que nous avons pu utiliser pour évaluer un rejet partiel (cf. 3.4.2.).

Il est donc vraisemblable que le plissement tardif de l'anticlinal a fait rejouer et a accentué d'anciennes structures ébauchées antérieurement. Ces structures avaient alors des directions très différentes de celles du Zagros; elles pourraient éventuellement s'expliquer par des phénomènes morphotectoniques du type de ceux que nous avons décrits (cf. 3.3.3.); cette hypothèse est étayée par le fait qu' on avait effectivement là une limite de paléoreliefs au Nummulitique.

Fig.42-TECTONONOGRAMME TRES SCHEMATIQUE DE

L'EXTREMITE S.E. DE L'ANTICLINAL DU KUH-E-MISHPARVAR



4. RESUME DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE

L'étude du domaine sédimentaire nous a permis de mettre en évidence:

- un domaine à sédimentation continue et conforme: le Zagros externe;
- une zone où variations de faciès, lacunes, émersions, érosions et discordances sont la règle: la Crushed Zone.
  Cette Crushed Zone assure aussi bien au Mésozoïque qu'au Tertiaire la transition avec:
- des zones plus internes dont les limites et les caractères de sédimentation sont souvent mal définis.

L'individualisation de ces domaines semble se manifester très tôt.

Au Trias - Jurassique, les séries de la Crushed Zone sont localement réduites (horst de Dinarabad); un épisode radiolaritique s'intercale dans la sédimentation marine néritique du Kuh-e-Mishparvar. Cet indice, isolé il est vrai, annonce cependant le développement au Nord Est d'un domaine interne de sédimentation à radiolarites et volcanites.

A l'Eocrétacé, ces différences semblent également nettes. En effet, les formations néocomiennes qui sont bien connues dans le Zagros semblent très réduites voire même absentes dans la Crushed Zone. Il y probablement là l'indice d'un soulèvement de la marge interne du Zagros.

Au Cénomanien ont lieu les premiers apports de brèches à radiolarites dans la Crushed Zone, indiquant la mise en mouvement de nappes d'origine interne.

Ainsi au cours du Campanien - Santonien des éléments du domaine à radiolarites viennent, par glissement gravitaire, recouvrir la Crushed Zone (Kuh-e-Garri).

C'est au cours du Tertiaire que l'opposition entre Zagros externe et Crushed Zone prend toute son importance. Après la mise en place des unités allochtones, on peut se représenter la Crushed Zone comme une ride où sont constamment édifiés et détruits des reliefs, la surrection par à-coups se traduisant par plusieurs discordances locales ou remaniements internes.

Au Nummulitique, ce sont surtout les nappes à radiolarites qui sont érodées. La surrection, qui est de plus en plus marquée dans la Crushed Zone, se traduit dans le Zagros externe par un dépôt diachronique vers le Sud Ouest des formations détritiques à radiolarites. Pendant ce temps au Nord Est de la ride, dans la zone interne, se forme un bassin ("bassin des flyschs" de J. BRAUD) dont la sédimentation

débute par un épisode à volcanisme sous-marin (volcanites paléocènes).

Au Néogène, malgré une transgression importante à l'Aquitano - Burdigalien, la ride persiste.

Ce sont dans ces conditions qu'au Miocène supérieur ont lieu les premiers mouvements tangentiels qui marquent le début de la phase de plissement principale du Zagros. Les effets morphotectoniques et synsédimentaires sont donc nombreux. La klippe du Kuh-e-Farangui a entraîné à sa base lors de sa mise en place une écaille appartenant au bassin des flyschs (écaille à volcanites paléocènes). Elle vient recouvrir et s'insérer dans la sédimentation conglomératique de la Crushed Zone. Cette klippe ne constitue en réalité qu'un élément avancé du domaine métamorphique qui vient chevaucher dans sa totalité la marge interne du Zagros.

Les plissements se poursuivent jusqu'au Pliocène, au cours duquel le domaine sédimentaire est vraisemblablement émergé.

Enfin, un grand accident vertical décrochant dextre et son réseau de fractures annexes viennent recouper toutes ces structures et jouent encore actuellement.

Ainsi la Crushed Zone est un domaine qui depuis le Trias a toujours été caractérisé par une instabilité et une tendance à la surrection.

Il convient aussi de mettre l'accent sur la pérennité de ses grandes directions structurales, paléogéographiques ou tectoniques.

DEUXIEME PARTIE

DOMAINE METAMORPHIQUE

1. INTRODUCTION

La partie nord est de la feuille Khorramabad, limitée au Sud Ouest par failles et chevauchements majeurs, constitue, de par ses caractères stratigraphiques et son évolution tectonique, une entité bien individualisée.

Elle se distingue non seulement des séries que nous avons pu rencontrer dans le Zagros, y compris dans sa frange interne, mais aussi de l'Iran central par quelques caractères propres.

Dans ce qui va suivre, on tentera de mettre ces caractères en évidence à travers lithologie, histoire tectonique et métamorphisme.

2. LITHOLOGIE-STRATIGRAPHIE

2.1. COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE
2.2. SCHISTES NOIRS MESOZOIQUES
2.3. CALCAIRES CRETACES
2.4. CONCLUSIONS

A cause des puissantes phases tectoniques et de l'importance du métamorphisme ayant affecté cette région, mais aussi en l'absence de fossiles déterminables dans la plupart des cas, le dépouillement des structures et la stratigraphie de ce secteur ont été difficiles et sont dans certains cas sujets à caution.

Cependant, la polarité d'ensemble des séries a été bien conservée et nous a permis de distinguer successivement de bas en haut (du Sud Ouest au Nord Est) trois ensembles principaux :

- la série volcano-sédimentaire.
- la série des schistes mésozoïques.
- l'unité des calcaires crétacés.

2.1. COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE

Cet ensemble est largement développé dans le secteur que nous avons étudié. Cartographiquement, il se présente sous forme d'un triangle dont un sommet se situerait légèrement à l'Ouest de Borudjerd, limité au Nord par les schistes noirs mésozoïques, et au Sud Ouest, soit par les alluvions de la plaine de l'Ab-e-Dez, soit par les chevauchements majeurs sur le Tertiaire de la crushed zone.

De prime abord, le secteur nord ouest de cette série apparaît comme un ensemble mou et vallonné dont seuls les niveaux calcaires, plus résistants font relief. En direction du Sud Est, cette série voit l'épaississement rapide de calcaires marmorisés constituant l'ossature de ce secteur. C'est dans cette partie orientale qu'apparaissent les leptynites.

2.1.1. Lithologie

Sur le terrain nous avons distingué trois principales unités :

- "la série verte" (Gs).
- les marbres (m).
- les leptynites (Ls).

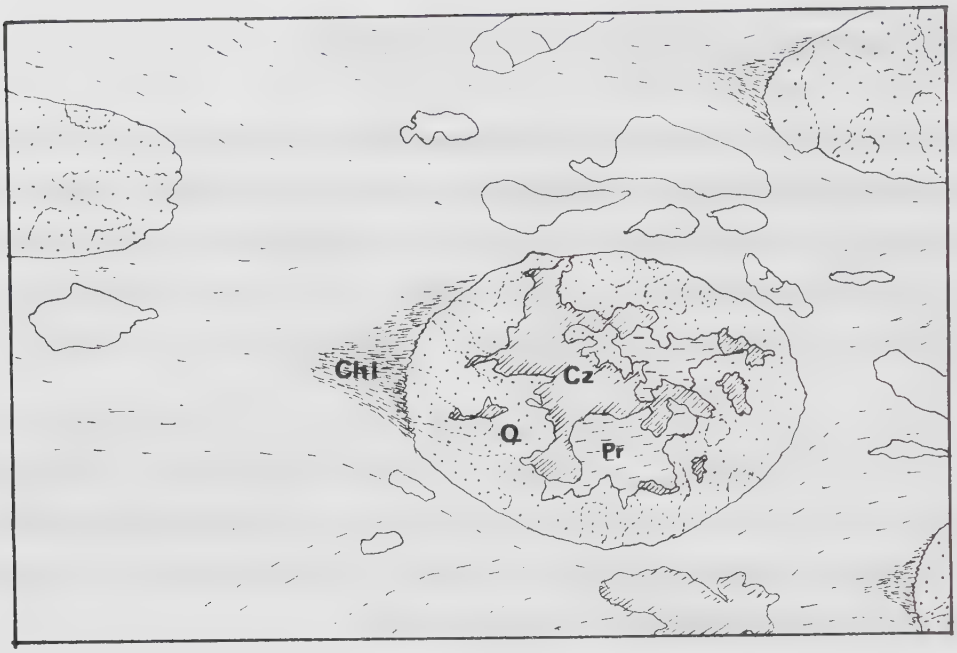
En réalité, cette subdivision n'a aucune valeur stratigraphique. Elle repose sur la prédominance locale d'un des faciès au détriment des autres. Nous conserverons cette nomenclature pour la commodité de l'exposé.

2.1.1.1. Roches magmatiques et volcano-détritiques (série verte)

Ces roches, tirant leur couleur d'un métamorphisme régional de type Schiste vert (cf. 3.1.2.) ont soulevé de nombreuses incertitudes quant à l'identification de leur constitution originelle. Cependant, l'étude de terrain et l'étude microscopique nous ont permis de distinguer : quelques séquences d'origine magmatique, une majorité d'ensembles volcano-détritiques à détritiques ainsi que des horizons quartzopélitiques.

2.1.1.1.1. Roches magmatiques

Il semble que leur proportion à l'intérieur de la série soit relativement faible. Elles affleurent en filons, en masses diffuses, ou en niveaux effusifs nettement interstratifiés dans la série de type volcano-détritique. L'absence d'analyse chimique, ainsi que les recristallisations n'ont pas permis d'appro-



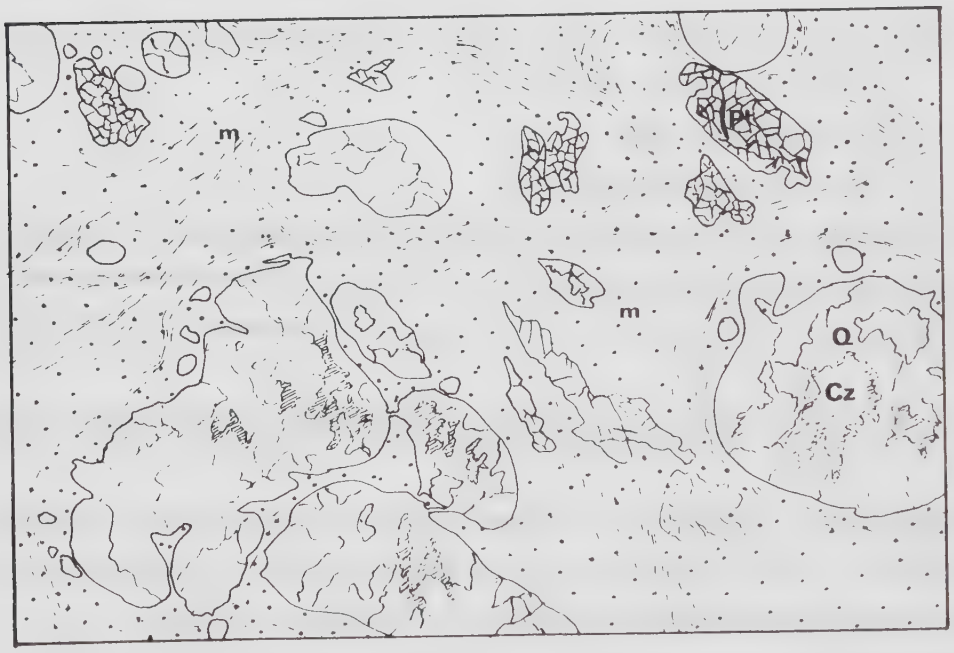


Fig. 43 - (x20) - Vacuoles ovoïdes à ombres de pression matérialisées par de la chlorite - Texture orientée -

Chl Chlorite **Q** Quartz **Cz** Clinozoïsite **Pr** Prehnite

Fig. 44 - (X10) - Anastomoses de vacuoles, à remplissage tardif de quartz et de clinozoïsite, disséminées dans une mésostase chloriteuse - Pauvreté en phénocristaux de plagioclase.

Q Quartz **Cz** Clinozoïsite **m** mésostase **Pl** Plagioclase

fondir les caractères de ce magmatisme.

- Roches effusives

Ce sont des roches sombres massives, quelquefois vacuolaires, apparaissant en bancs irréguliers qui peuvent atteindre un mètre de puissance. L'étude microscopique montre qu'il s'agit d'andésites vraies ou d'andésites à pyroxènes, à structure microlithique porphyrique.

. Phénocristaux (jusqu'à 30 %) :

plagioclases (oligoclase-andésine) : Ils constituent la quasi-totalité des phénocristaux présents dans la lave. Ils sont bien cristallisés, atteignant jusqu'à 5 mm, automorphes et de composition remarquablement constante (détermination par la méthode de la double macle: An_{25-30})

pyroxènes (augite ou pigeonite) : peu représentés ils apparaissent en cristaux automorphes, souvent entourés d'une bordure d'oxydes de fer.

hornblende verte : son origine magmatique n'a pas pu être déterminée avec certitude. En effet, elle apparaît plutôt comme étant un minéral secondaire, dans ce cas elle cristallise en même temps que l'albite.

quartz : c'est un minéral du métamorphisme; il est toujours amiboïde et peut constituer jusqu'à 10 % de la roche.

. Mésostase (60 à 70 % du volume total) :

Les phénomènes métamorphiques ont effacé la majeure partie de ses caractères.

En effet les microlites de plagioclases qui devaient former à l'origine l'essentiel de la mésostase n'apparaissent en général plus qu'en filigrane sous un tapis de séricite, de chlorite, de calcite microcristalline, voire même de pumpellyite ou de prehnite.

De l'albite de néoformation, très abondante, apparaît en cristaux xénomorphes limpides.

minéraux opaques (jusqu'à 15 %) : ils apparaissent soit en granules disséminés, à liseré de sphène (ilménite primaire) , soit en chapelets soulignant les clivages d'anciens minéraux déstabilisés.

apatite : minéral accessoire, il est toujours présent en prismes allongés ou en cristaux hexagonaux.

Enfin, toutes ces roches, sont parcourues de filonnets d'albite et de calcite à épontes diffuses.

. Vacuoles :

Lorsqu'elles sont présentes, elles forment de gros nodules (jusqu'à 1 cm de long) , ovoïdes et étirés , avec des ombres de pression à leurs extrémités (Fig. 43) . Elles sont noyées dans une pâte microlithique verdâtre pauvre en phénocristaux.

Ces vésicules ont ensuite été remplies de divers éléments tels que : calcite, épidote/clinozoïsite, pumpellyite, prehnite et souvent quartz (Fig. 44) .

Dans un cas nous avons observé (dans une andésite à pyroxènes) de petites vacuoles rondes remplies de ripidolite fibroradié (confirmé aux rayons X) .

- Roches filoniennes

Elles sont bien plus représentées que les précédentes, en filons apparemment sécants ou en masses diffuses .

Les échantillons de couleur généralement claire ont une texture souvent grenue (quelquefois microgrenue) , assemblage de gros ferromagnésiens verts et de feldspaths. La taille de ces derniers peut atteindre 3 mm. Il existe aussi des roches plus sombres et homogènes à structure doléritique intersertale.

Au microscope, ces roches, en dépit des phénomènes métamorphiques qui les ont affectées, semblent présenter des caractères beaucoup plus basiques que les roches précédemment décrites. Il s'agissait vraisemblablement de gabbros-dolérites ou de microgabbros, composés de phénocristaux de pyroxènes monocliniques, quelquefois de péridots, et de lattes de plagioclases.

L'association minéralogique primaire est la suivante :

. minéraux ferromagnésiens (20 à 50 %) :

Les pyroxènes (en général diopside, quelquefois augite) apparaissent en grands cristaux automorphes insérés entre les feldspaths. Rarement frais, ils se présentent généralement en reliques au coeur de hornblende verte ou brune, idiomorphe.

Dans d'autres cas, la déstabilisation tardive, métamorphique, des pyroxènes s'effectue par formation de chlorite magnésienne tandisque les clivages sont soulignés par du sphène. L'agencement de ce dernier peut rester le seul indice de la présence originelle de pyroxènes.

. plagioclases (jusqu'à 60 %) :

Constituants principaux de ces roches, ils apparaissent en cristaux automorphes zonés, ou en baguettes trapues (jusqu'à 3 mm) . Leur déstabilisation lors du métamorphisme a rendu impossible toute mesure de leur teneur originelle en anorthite. Cependant, leurs zonations, ainsi que l'abondance des minéraux calciques secondaires (épidote/clinozoïsite, calcite ...) tendraient à prouver une teneur en calcium non négligeable.

Notons enfin que dans certains cas, le processus de saussuritisation ne s'accompagne pas d'une déstabilisation comme celle que nous venons de décrire. En effet, le plagioclase ancien se fait envahir par une trame d'épidote sans que calcite ou albite n'apparaissent. Il pourrait s'agir ici comme l'a proposé W.T. HUANG (1962) d'un phénomène classique, tardimagmatique, de réaction entre l'anorthite et des solutions aqueuses chaudes riches en calcium :

$$3 \text{ anorthite} + Ca(OH)_2 \longrightarrow \text{zoïsite}$$

(la zoïsite étant remplacée à faible température par de l'épidote ferrifère) . Dans notre cas, le calcium nécessaire à la réaction, pourrait être un produit de la transformation du diopside en hornblende brune.

. oxydes opaques (ilménite, jusqu'à 10 %) :

Ils apparaissent parfois en granules quadrangulaires disséminés dans la roche, le plus souvent en amas importants remplissant les espaces compris entre les phénocristaux (Fig. 45). Il s'agit d'ilménite associée à du sphène, quelquefois de magnétite.

. péridots :

Quoique rarement représentés, ils peuvent constituer jusqu'à 20 % du volume total. Complètement déstabilisés et pseudomorphosés en serpentine et chlorite, ils se présentent en fantômes, localement associés à du diopside ou de la hornblende brune.

. quartz :

Il apparaît en proportion variable (0 à 10 %), toujours à l'état de petites plages amiboïdes. Ce minéral secondaire est d'origine métamorphique.

. apatite :

Minéral accessoire.

Remarquons en conclusion que le caractère sécant des filons basiques, par rapport aux autres roches magmatiques et aux leptynites, impliquerait un deuxième temps de mise en place. Nous verrons dans le paragraphe 2.1.1.4. une hypothèse permettant d'en expliquer l'origine.

2.1.1.1.2. Roches volcano-détritiques

Toutes les transitions peuvent être observées, depuis des pyroclastites jusqu'à des roches détritiques à éléments d'origine volcanique. L'étude des niveaux carbonatés, nettement interstratifiés, sera traitée dans le paragraphe relatif aux marbres (cf. 2.1.1.2.). Pour des raisons déjà énoncées plus haut, nous nous bornerons à décrire ici les principaux faciès rencontrés, sans nous soucier de leur polarité respective.

- Greywackes (Fig 46)

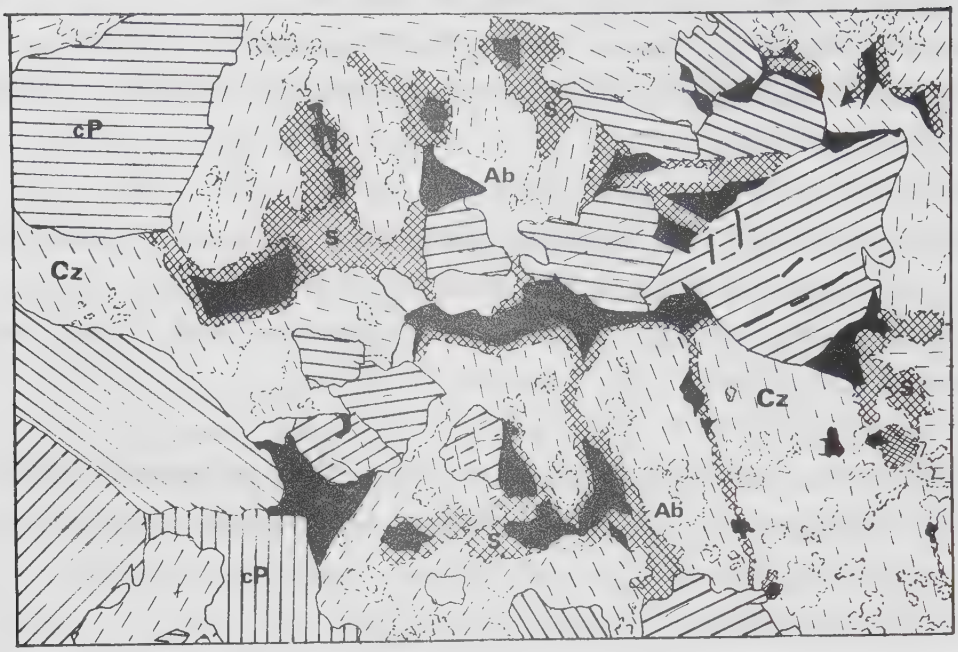
Ce sont en général des roches massives, très vaguement stratifiées, de couleur rouge, quelquefois verte, riches en phénocristaux bien conservés dont la taille varie de 0,5 à 2 mm.

L'étude microscopique montre que ces roches sont constituées de cristaux rarement cassés de :-plagioclases (albite), parfaitement mâclés et souvent zonés.

-quartz (jusqu'à 40 %), en cristaux automorphes, quelquefois amiboïdes et à structure en "doigts de gants" de type rhyolitique.

Le ciment peut être très abondant. Son étude, difficile au microscope, a permis de distinguer des granules d'oxydes opaques disséminés au sein d'une matrice siliceuse hématitique.

Notons enfin la présence d'apatite, d'épidote, voire même de fragments d'andésite.



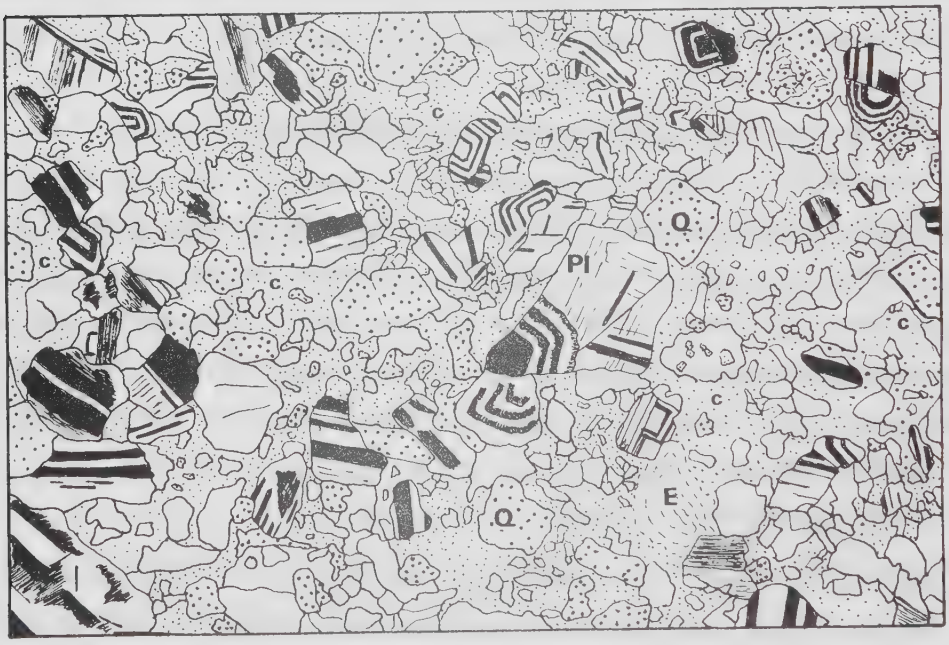


Fig.45.(x20) - Oxydes de fer remplissant les interstices compris entre cristaux subautomorphes de pyroxène et de plagioclase (déstabilisé en albite et épidote)

cP Clinopyroxène **Ab** Albite **Cz** Clinozoïsite

Il Ilménite **S** Sphène

Fig.46.(x10) - Grauwacke

Pl Plagioclase (fréquemment zoné) **Q** Quartz (souvent automorphe)

E Epidote **c** Ciment siliceux et hématitique rouge.

- Horizons tuffacés volcaniques à volcano-détritiques

Ces roches, à éléments parfois remaniés, sont en général peu compactées et montrent une stratification frustre. Elles sont constituées d'une pâte vert-jaunâtre dans laquelle sont disséminés des éléments plus foncés aux contours irréguliers.

De l'ensemble des observations microscopiques, il ressort que la quasi-totalité de ces roches est faite d'un assemblage de petits phénocristaux subautomorphes de plagioclases (An_{25-30}) et d'une proportion variable de quartz rhyolitiques (0 à 20 %). Quelques très rares pyroxènes (diopside) ont pu être observés. Tous ces cristaux, agencés parallèlement entre eux donnent un aspect fluidal à l'ensemble.

Le ciment, toujours fortement chloriteux ou albitique, peut représenter parfois 60 à 70 % du volume total. Il peut aussi se présenter en un chevelu ténu et ramifié, essentiellement siliceux, à traînées d'oxydes opaques, et être localement envahi par une trame de pumpellyite.

Nous pouvons donc conclure en disant qu'il s'agit presque exclusivement de tufs andésitiques à rhyodacitiques.

- Horizons détritiques

Toutes les transitions sont possibles avec les faciès précédents. La contribution des éléments d'origine directement volcanique est plus ou moins importante au sein d'une sédimentation pélitique ou carbonatée.

Nous avons relevé :

. des niveaux tuffacés, analogues aux précédents mais dont tous les phénocristaux sont cassés, arrondis et isolés dans une matrice calcaro-pélitique prédominante. Ces roches peuvent comporter des galets de roches volcaniques (andésites).

. des quartzophyllades : elles assurent vraisemblablement la transition avec les leptynites.

. des quartzites blanches ou noires à altération fréquemment ferrugineuse.

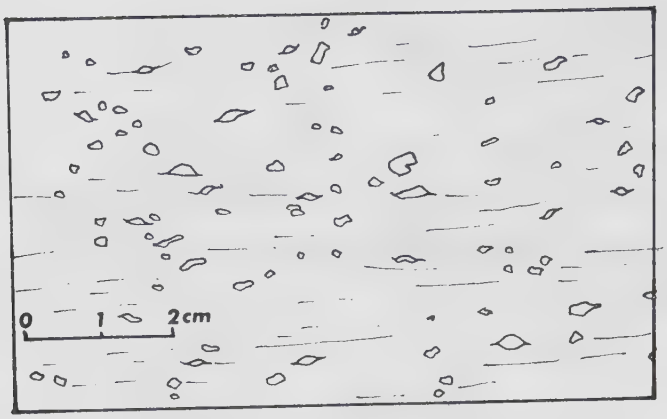
. des grès fins à grossiers, riches en oxydes de fer. Ils présentent souvent une texture oeillée ainsi qu'un granoclassement net.

. quelques niveaux métriques de radiolarites rouges, associées à des laves (près du village de Gandab).

2.1.1.2. Marbres et calcaires cristallins

Ils se présentent soit en petits bancs disséminés bien lités, interstratifiés dans la série volcano-détritique, soit en gros bancs homogènes. Les principaux faciès sont :

. faciès "chert banded" : alternance centimétrique de lits carbonatés et de



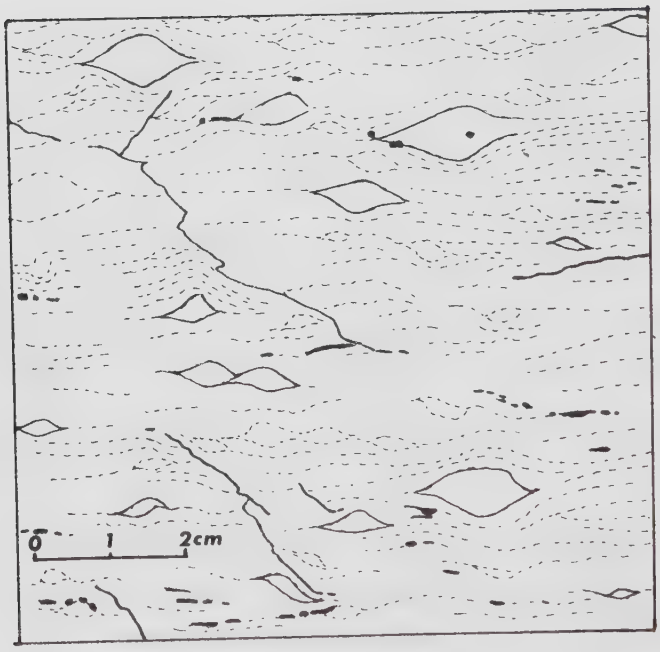


Fig. 48 - (Aspect macroscopique) - Rhyolite.

Cristaux subautomorphes ou étirés de Quartz et de Feldspath disséminés dans une pâte dévitrifiée jaunâtre. Etirement selon la schistosité S_1.

Fig. 47 - (Aspect macroscopique) - Texture œillée.

Nodules arrondis et étirés de feldspath moulés par une matrice de quartz recristallisé - Etirement de l'ensemble selon la schistosité S_1.

lits siliceux à altération ferrugineuse.

. calcaires feuilletés, gris bleu, à cassure sombre, présentant parfois des rognons de silex.

. calcaires à entroques et à débris de coquilles.

. calcaires dolomitiques ou ankéritiques roux.

. calcaires gréseux.

. marbres blancs, finement cristallins à saccharoïdes, intensément fracturés; leur stratification (transposée) est parfois soulignée par des niveaux bruns centimétriques. Ce faciès forme des massifs dont l'altitude peut atteindre plus de 3000 m (Kuh-e-Sefid).

2.1.1.3. Unité des leptynites (Ls)

Cette unité remarquable par son extension et l'homogénéité de ses faciès, commence à apparaître dans la partie centrale de notre secteur pour se développer rapidement en direction du Sud Est et se prolonger sur la feuille Golpaygan. Elle occupe une position supérieure par rapport à la série verte précédemment décrite; le passage de l'une à l'autre est transitionnel.

L'aspect initial de cet ensemble a été profondément oblitéré par la tectonique (schistosité très développée) et le métamorphisme, faisant, d'une série à l'origine essentiellement arkosique, une unité à aspect de "gneiss-leptynite".

Elle affleure en croupes vallonnées blanchâtres, d'altitude moyenne. A proximité d'Azna, nous avons pu cependant distinguer un niveau plus sombre (LGs) de plusieurs centaines de mètres de puissance; bien que son extension géographique soit limitée (lentille?) il souligne une synforme d'échelle décakilométrique.

Sur le terrain cette série se différencie en bancs à texture oeillée au sein d'une majorité de niveaux détritiques plus fins et plus homogènes. La plupart des échantillons sont des roches de couleur blanc-jaunâtre à schistosité bien marquée, fréquemment à altération ferrugineuse.

L'étude microscopique montre que :

. la plus grande partie de cette unité est constituée par des roches quartzo-feldspathiques à grain fin. Le quartz y est abondant, en granules arrondis, ou en niveaux recristallisés; les plagioclases mâclés albite sont en proportion fort variable (jusqu'à 30 %) ; les oxydes de fer ne sont jamais absents.

Notons la présence de divers minéraux du métamorphisme (muscovite, biotite, andalousite, sillimanite, cf. 3.1.3.3.5.1.) n'apparaissant que dans les niveaux à composition originelle plus ferromagnésienne et alumineuse.

. les roches à texture oeillée (Fig. 47), peu représentées par rapport aux précédentes, sont constituées par des nodules d'anciens feldspaths, arrondis,

étirés, (jusqu'à 2 cm de long) et moulés par des quartz souvent recristallisés. Ces feldspaths (constituant jusqu'à 60 % du volume total) , sont essentiellement d'anciens plagioclases, parfois du feldspath potassique, au sein desquels les phénomènes de perthitisation, d'antiperthitisation (résidu orienté de plagioclases mâclés dans un feldspath potassique néoformé parfois maclé Carlsbad) , et de myrmékite peuvent être particulièrement abondants. Nous n'avons pas pu approfondir cette question.

Par ailleurs ce type de roches , fortement cataclasées, présente toujours une structure en mortier.

Une analyse chimique a été effectuée dans ces niveaux (analyse N°3). La prédominance des plagioclases se traduit par une très forte teneur en albite virtuelle.

Analyse N°3.

Oxydes		Minéraux virtuels	
SiO_2	76,95	Q	32,30
Al_2O_3	12,65	Or	0,56
Fe_2O_3	0,20	Ab	58,32
FeO	0,10	An	2,84
MgO	2,00	Cor	0,15
CaO	0,70	Pyr	5,00
Na_2O	6,90	He	0,21
K_2O	0,10	Ilm	0,21
TiO_2	0,25	Ap	0,24
P_2O_5	0,10		
MnO	0		
H_2O+	0,40		
H_2O-	0,05		
CO_2			
Total	100,40		

. les niveaux sombres, en général fortement recristallisés lors du métamorphisme (cf. 3.1.3.3.5.), présentent un enrichissement en ferromagnésiens (hornblende, biotite, associées à albite et microcline) .

. notons enfin la présence, à 3 Km à l'Est d'Azna, d'un niveau de couleur jaunâtre, montrant une pâte fine, essentiellement siliceuse, dans laquelle sont disséminés de gros yeux de quartz étirés selon la schistosité. Nous avons pu voir qu'il s'agissait vraisemblablement d'une ancienne rhyolite dévitrifiée, dont les yeux de quartz ont recristallisé (Fig. 48) .

Cette dernière remarque tendrait à faire de cet ensemble de "leptynite" une série détritique fine à microconglomératique, produit de remaniement vraisemblablement in situ d'un matériau volcanique acide.

2.1.1.4. Conclusion

Que ce soit par ses produits directement éruptifs (andésites, tufs volcaniques, rhyodacites, rhyolites), plus ou moins remaniés (roches volcanodétritiques intermédiaires à acides), ou encore filoniens (roches basiques grenues), cet ensemble témoigne d'un magmatisme de type intermédiaire évoluant vers un pôle acide; les filons basiques seraient peut-être l'expression ultime de cette activité.

L'association étroite avec des calcaires à crinoïdes, algues et coraux, indique un milieu de mise en place marin peu profond.

Enfin, l'alternance de ces différents faciès traduit la succession de périodes d'activité volcanique et de repos (sédimentation détritique et carbonatée).

Dans une telle ambiance, une association de type spilite-kératophyre est envisageable. Cette hypothèse serait appuyée par la composition très sodique (6,90 % de Na_2O) des leptynites (cf. analyse N°3). Rappelons également la présence dans les vacuoles des roches effusives de minéraux tels que calcite, épidote, albite, ripidolite. Cependant le métamorphisme postérieur Schiste Vert, qui a affecté l'ensemble de la série a rendu le dépouillement des paragenèses délicat et ne nous a pas permis de préciser ce point dans le cadre de cette étude.

2.1.2. Stratigraphie

Les marbres interstratifiés n'ont fourni aucun fossile significatif dans notre secteur. Cependant la présence de crinoïdes, de coraux et de bryozoaires, exclut un âge précambrien comme l'avaient proposé certains auteurs (O. THIELE et al., 1968).

Toutefois, à environ 40 Km au Sud Est d'Ab-e-Barik (feuille Golpaygan), des niveaux de calcaires gris noirs à silex, appartenant à la même série de marbres et roches volcanodétritiques interstratifiées, ont donné des fossiles du Permien moyen :

Pseudovermiporella sp
Padangia sp
Geinitzina sp
Codonofusinella sp
Hemigordius sp
Globivalvulina sp
Schwagerina sp

Dans le même secteur, des cipolins ont livré une goniatite (?) trés déformée. Nous pensons donc que cette série est, au moins pour partie, permienne. Mais il est néanmoins vraisemblable que, dans certains secteurs, elle monte dans le Trias, voire même dans le Jurassique. En effet, des faciès volcanosédimentaires analogues sont datés du Lias-Malm dans la région de Songor (feuille Kermanshah, J. BRAUD, non publié). Ils passent alors latéralement à des schistes noirs.

2. 2. SCHISTES NOIRS MESOZOIQUES (SI)

Cette unité constitue, sur notre carte, les deux tiers du domaine métamorphique. Au Sud, son contact se fait transitionnellement avec la série volcano-détritique par enrichissement en niveaux fortement pélitiques et disparition des niveaux carbonatés. Le contact avec les leptynites se fait par l'intermédiaire de marbres ou de quartzites à altération rouille.

Cette série, dont la puissance n'est pas estimable, du fait de l'intensité des plissements, forme des collines arrondies sombres et monotones, plus ou moins profondément entaillées par un chevelu ramifié de petits vallons.

2. 2. 1. Lithologie

La série est essentiellement représentée par des schistes ardoisiers noirs, plus ou moins chloriteux ou sériciteux correspondant en général à d'anciennes pélites argileuses. Rarement, cette série présente des niveaux plus carbonatés blanchâtres à débit en plaquettes et à débris de fossiles sans valeur stratigraphique.

En direction du Nord Est, le caractère détritique, essentiellement siliceux, s'accroît brutalement jusqu'à faire apparaître une unité à bancs gréseux massifs (SIs) qui peuvent atteindre 10 m de puissance, et qui constituent alors l'ossature des collines les plus élevées. Ces grès présentent fréquemment des figures de sédimentation ("ripple marks") .

Signalons de plus qu'ils constituent le seul témoin structural utilisable au sein d'une série monotone très plissée et affectée d'une schistosité généralisée.

Dans la partie terminale, après une nouvelle séquence schisteuse, apparaissent des grès ferrugineux (SIc) à altération sombre avec localement des lentilles de conglomérats grossiers (galets centimétriques, souvent étirés dans la schistosité, à blocs métriques) . Ces conglomérats remanient, dans une matrice pélitique et gréseuse, les schistes et grès sous-jacents; on trouve parfois des coulées andésitiques interstratifiées, qui peuvent être remaniées dans les conglomérats.

2. 2. 2. Stratigraphie

Cette série, surmontée par les calcaires à orbitolines (cf. 2. 3.), n'a pas fourni de fossiles significatifs. Cependant, sur la feuille Golpaygan, la

prolongation structurale de ce faciès a livré une ammonite du Dogger (Cadoceras, in rapport Golpaygan, 1968).

Sur cette même feuille, et immédiatement à l'Est, dans la région de Soh (M. ZAHEDI, 1971), la base des mêmes schistes surmonte des assises calcaires datées du Trias supérieur (Heterastridium conglobatum).

Enfin et particulièrement dans la région de Soh, cette série de schistes et grès noirâtres, également pauvre en fossiles, montre des intercalations charbonneuses et des caractères paraliques subsidents, classiquement décrits dans l'Iran central, et même dans l'Elbourz, où elle a été définie sous le nom de "formation de Shemshak".

Il nous semble donc très probable que les schistes noirs mésozoïques en soient l'équivalent. Ils seraient donc d'âge entièrement jurassique.

2. 3. CALCAIRES CRETACES

2. 3. 1. Lithologie et stratigraphie

2. 3. 1. 1. Calcaires de Shazand

Cette unité se trouve confinée à l'extrême Nord Est de la feuille, formant un escarpement culminant à 3500 m d'altitude, en recouvrement de la série des schistes noirs mésozoïques.

La série débute en général par des bancs de calcaires dolomitiques, ankéritiques, métriques brunâtres (Kmm) à intercalations gréseuses. Cet ensemble, de puissance très variable, peut atteindre 300 m . Il présente parfois des indices ferrugineux à sa base.

En direction du Nord, prés de Pamùzeh, il est complètement absent et on passe directement des schistes noirs à une séquence épaisse de calcaires décimétriques souvent dolomitiques (Kml) , bien lités, à patine jaune-ocre et à cassure jaunâtre.

Vers le haut ces calcaires passent rapidement et de façon parfaitement concordante à une séquence de calcaires marneux à débit en plaquettes, de couleur brun-clair et à cassure gris foncé. Ils présentent de régulières intercalations de bancs massifs métriques.

L'ensemble de cette série, qui pourrait atteindre 1000 à 1500 m d'épaisseur est fortement schistosé.

La faune de ces calcaires est riche en orbitolines qui, malgré leur mauvais état de conservation, ont permis de leur attribuer un âge aptien allant même jusqu'à l'Albien-Cénomanien :

Orbitolina sp
Iraquia sp

Précisons enfin que cette unité se complète par des calcaires marneux, crétacés supérieurs (feuilles Golpaygan et Hamadan) non représentés sur notre secteur.

Remarque : Il convient de noter qu'à proximité du village de Ziaabad, nous avons relevé plusieurs affleurements limités, de calcaires à orbitolines avec parfois quelques passées conglomératiques ou bréchiques à la base, recouvrant des niveaux schisteux ou gréseux de la séquence pélitique. Ces faciès ont des des caractères lagunaires (micrites très dolomitiques) .

Bien qu'il ne puisse être question ici de parler de stratigraphie au sein des schistes noirs mésozoïques, il est certain que, cartographiquement, les ni-

veaux de base des calcaires reposent, du N. E au S. W. , sur des horizons de plus en plus anciens de la série pélitique (cf. 2. 4.) .

2. 3. 1. 2. Calcaires de Kamandan-Para

En l'absence de données suffisantes, nous ne ferons, ici, que noter la présence d'une dalle de calcaires gargaso-albiens relevée à la partie sud-est du domaine métamorphique :

Sabaudia minuta
Dictyoconus cf pachymarginalis

Elle semble reposer directement sur le complexe volcano-sédimentaire. Nous n'avons pas pu observer de discordance.

De même, légèrement plus au Sud Est, sur la feuille Golpaygan, à proximité du village de Para, nous avons pu voir un phénomène identique.

De bas en haut la série montre en continuité :

- des niveaux de calcaires et marbres à coraux, dans une matrice tuffacée à pélitique (série verte) .
- 200 m de grès verts et rouges interstratifiés avec des calcaires détritiques dont la faune suggérerait un âge triasique (?) .
- des calcaires gréseux schistosés, gris-jaunâtre, à fantômes d'orbitopselles (Jurassique inférieur-Lias) .
- la succession se poursuit par des calcaires en petits bancs.
- le sommet de la série est constitué par des calcaires massifs vraisemblablement d'âge crétacé.

La série des schistes noirs mésozoïques semble donc être absente dans cette partie méridionale.

2. 3. 1. 3. Unité du Kuh-e-Farangui

Comme nous l'avons vu dans la partie consacrée au domaine sédimentaire (cf. 2. 1. 2. 2.) :

- les volcanites associées aux calcaires schistosés jurassiques de Khasian sont recouvertes en discordance par des bancs massifs crétacés;
- la klippe du Kuh-e-Farangui faisait partie à l'origine de la partie externe du domaine métamorphique.

2.4. CONCLUSIONS

2.4.1. Phase tectonique anté-aptienne

Nous venons de voir que, sur notre feuille (région de Shazand, angle nord est) :

. le sommet des schistes noirs, d'âge exact indéterminé, est marqué par une sédimentation troublée (remaniement in situ, volcanites) .

. des indices ferrugineux jallonent parfois le contact entre schistes et calcaires (gisement de limonite de Shamsabad, feuille Golpaygan) .

. les premiers niveaux carbonatés remanient (Ziaabad) les grès et pélites du substratum.

. la base a des caractères lagunaires (micrites très dolomitiques).

Toutefois aucune discordance angulaire nette n'apparaît sur le terrain, mais les documents cartographiques montrent l'évidence d'une transgression générale accompagnée d'une discordance d'angle faible.

Tous ces éléments réunis prouvent l'existence d'une phase tectonique atténuée anté-aptienne, dont les directions structurales nous sont inconnues.

Il s'agit par ailleurs d'une phase de plissement bien connue en Iran central où elle peut être accompagnée d'un métamorphisme léger (J. STOCKLIN, 1968) .

Or, J. BRAUD et H. BELLON (non publié) , ont pu dater cette phase avec précision (entre Kimméridgien et Berriasien) au Kuh-e-Amrollah (150 Km au Nord Ouest, sur la feuille Kermanshah) .

Par conséquent, si la transgression avait débuté dans certaines régions au Berriasien, c'est que la phase tectonique était terminée. On peut donc dater les mouvements qui affectent le sommet des schistes noirs, et par conséquent les terrains eux mêmes, du Jurassique supérieur. La transgression n'ayant débuté à Shazand qu'à partir de l'Aptien, on a donc lacune de tout le Crétacé inférieur.

2.4.2. Variations de faciès dans le domaine métamorphique

D'après nos données de terrain et grâce aux travaux effectués dans les régions avoisinantes où des séries plus anciennes sont connues (feuilles Golpaygan, Soh, Hamadan, Kermanshah, Isfahan, Shar-e-Kord) , nous sommes amenés à considérer le domaine métamorphique comme étant constitué de deux zones distinctes, situées de part et d'autre d'une ligne approximative Kuh-e-Amrollah - Aligudarz :

. Vers le Nord Est : un ensemble de séries à caractères ou affinités Iran central.

- formation de Lalun;
- formation de Mila;
- dolomies permiennes;
- schistes noirs jurassiques de type formation de Shemshak.

. Vers le Sud Ouest : une série à caractères volcano-sédimentaires continue depuis, au moins, le Permien jusqu'au Jurassique supérieur dans certains cas.

Cette série et particulièrement le faciès des leptynites ont été anciennement décrits comme précambriens, en raison de leur seul aspect gneissique; nous avons pu voir qu'en réalité ils étaient normalement intercalés entre série verte et schistes noirs.

. Les calcaires crétacés recouvrent indifféremment et uniformément les deux zones.

Ces observations ont été synthétisées dans le tableau suivant (Fig. 49).

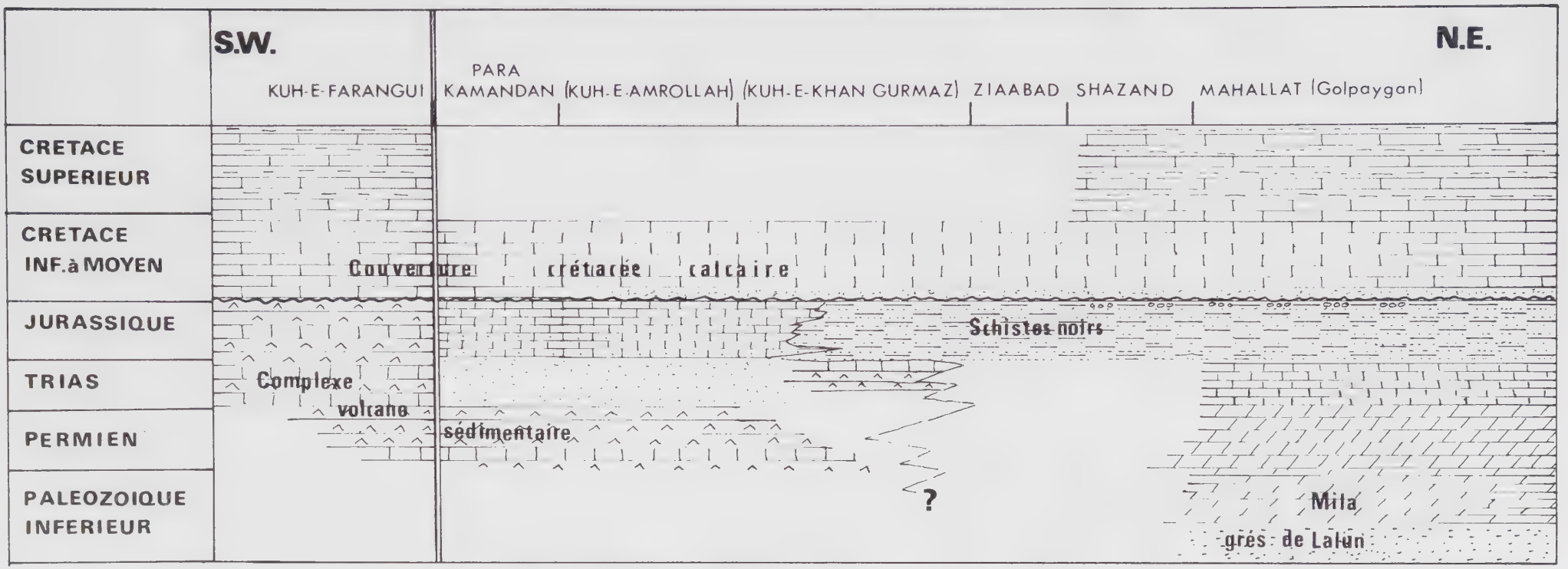


Fig. 49 - CARACTERES SEDIMENTAIRES ET VARIATIONS DE FACIES DU MESOZOIQUE DANS LE DOMAINE METAMORPHIQUE

3. METAMORPHISME ET MAGMATISME

3.1. METAMORPHISME ET GRANITISATION
3.2. ROCHES MAGMATIQUES BASIQUES
3.3. CORTEGE FILONIEN
3.4. CONDITION DE LA PNEUMATOLYSE
3.5. CONCLUSIONS SUR LE METAMORPHISME ET LE MAGMATISME

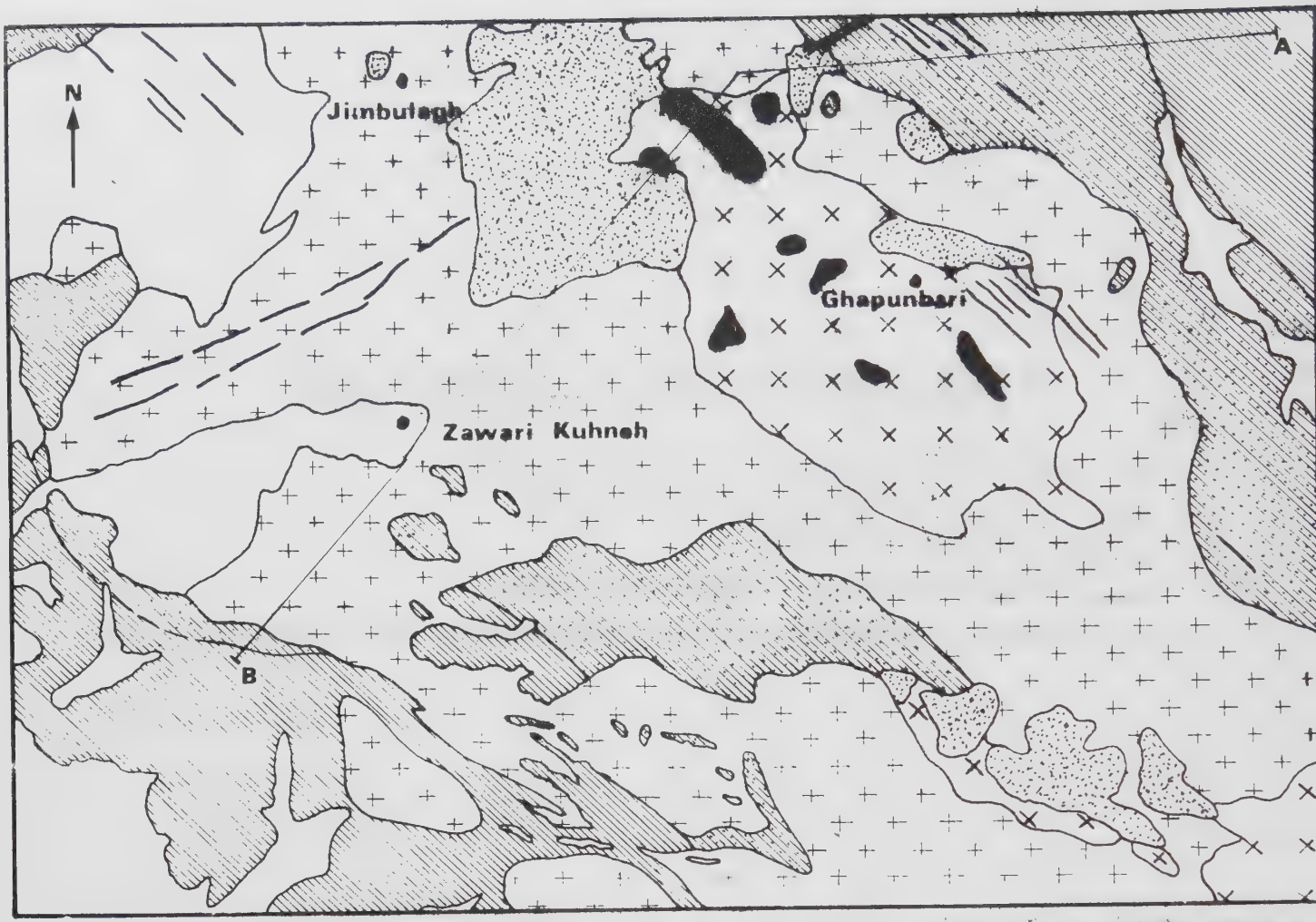


Fig. 50 - Relations entre les différents éléments constitutifs du complexe métamorphique et magmatique de Boroudjerd.

3.1. METAMORPHISME ET GRANITISATION

3.1.1. Introduction

La partie nord est de la carte Khorramabad a été soumise, dans son ensemble, aux effets d'un métamorphisme de type "Schiste vert" atteignant localement des isogrades trés élevés. Elle a, de plus, été le siège de mobilisations, d'intrusions basiques et acides, suivies d'un cortège filonien tardif.

Les zones les plus élevées du métamorphisme et les masses intrusives apparaissent intimement liées au sein d'un complexe (jusqu'à 10 Km de large, 60 Km de long) allongé parallèlement aux structures régionales. Nous l'appellerons : "Complexe métamorphique et magmatique de Borudjerd" .

Il se poursuit au Nord Ouest et au Sud Est respectivement sur les feuilles Hamadan et Golpaygan. Ce grand trait structural se retouve donc au moins sur 250 Km de long. Toutefois, quelques localités situées un peu à l'écart de cet alignement montrent de même une association de phénomènes métamorphiques et magmatiques, dont certains éléments peuvent n'être pas visiblesen surface (Gusheh, Sarsakhti, Zarnan) .

La chronologie relative des événements peut être clairement établie par une coupe synthétique relevée à la partie nord du complexe, et située à proximité des villages de Ghapun Bari, Jimbulagh et Zawari-Kuhneh (Fig. 50, coupe A-B)

Le point A se situe dans les schistes noirs mésozoïques qui sont partout affectés d'une schistosité ardoisière bien développée (nous l'appellerons par la suite S_1 , cf. 4.1.). Nous verrons également que cette schistosité affecte les terrains du domaine métamorphique jusqu'au Crétacé supérieur. Elle ne passe pas dans l'Eocène qui recouvre les formations antérieures en discordance. La phase de déformation qui lui est associée est donc post-Crétacé supérieur, anté-Eocène. Elle s'accompagne d'un métamorphisme léger qui donne en particulier leur aspect lustré aux schistes noirs. Localement se développe une deuxième schistosité, plus frustre recoupant la première (schistosité de pli-fracture S_2)

En direction de l'Ouest ces schistes deviennent brunâtres, se chargent en petits nodules gris (cordiérite), et évoluent rapidement jusqu'à présenter un feuilletage grossier et irrégulier.

Ils prennent alors un aspect corné et s'enrichissent rapidement en prismes d'andalousite. Par la suite ils se transforment en roche massive sombre à sillimanites, plus ou moins mobilisée , à altération en écailles d'oignon caractéristique. L'évolution depuis les schistes noirs juqu'aux roches à sillimanites

s'effectue sur 5 Km de distance.

On trouve çà et là de petits massifs de roches basiques.

Tous ces faciès sont noyés dans une masse franchement granitique plus tendre.

Enfin, à proximité de Zawari-Kuhneh, la coupe se termine dans un granite homogène à grain moyen disparaissant sous sa propre arène et donnant un relief mou et vallonné.

Le contact sud de ce granite est légèrement chevauchant sur des schistes noirs identiques à ceux du point A. Au long de ce contact, et sur 50 m de large, on peut trouver encore des schistes tachetés à cordiérite.

Notons enfin que, surtout dans la partie nord de la coupe, des filons acides ou basiques recoupent indifféremment tout ce qui vient d'être décrit.

Etudions maintenant un peu plus en détail les relations entre chacun de ces faciès.

- Les schistes noirs : c'est une unité lithologique largement développée dans notre secteur et sur les feuilles avoisinantes (Hamadan, Golpaygan). Elle est affectée à l'échelle régionale par un métamorphisme de type épizonal.

- Les roches métamorphiques du complexe : Tout au long du complexe métamorphique et magmatique de Borudjerd le passage entre les schistes noirs épizonaux précédents et les faciès à silicates d'alumine se fait transitionnellement quoique très rapidement. Les faciès les plus métamorphiques se font peu à peu envahir par des mobilisats quartzo-feldspathiques. Dans les cas extrêmes ces roches semblent avoir été entièrement fondues.

On voit donc s'individualiser au sein d'un métamorphisme régional de degré faible, très étendu, un métamorphisme d'extension beaucoup plus réduite, mais d'intensité beaucoup plus forte.

- Les roches basiques : elles n'affleurent qu'en petits pointement disséminés au sein du complexe et ont une extension beaucoup plus réduite que celle des roches fortement métamorphiques (ce qui semble exclure la possibilité d'un métamorphisme thermique par les roches basiques, bien que le contact entre ces deux ensembles n'ait jamais pu être observé) ; toutefois ces roches basiques contiennent de nombreux xénolithes de silicates d'alumine identiques à ceux des roches métamorphiques du complexe.

On a donc de bonnes raisons de penser qu'elles se sont mises en place après la cristallisation et la mobilisation des schistes noirs.

- Le granite : c'est le type de roche le plus largement représenté dans le complexe. Il contient des enclaves de toutes tailles depuis des cristaux isolés

de sillimanite jusqu'à des panneaux de plusieurs km^2 de roches diversement métamorphiques. Il recoupe visiblement tous les faciès qu'ils soient faiblement ou très fortement métamorphiques.

Il est donc lui aussi nettement postérieur au métamorphisme, d'autant plus que la fusion, que nous avons pu observer dans un matériel aussi réfractaire que les schistes noirs, a nécessité des températures beaucoup trop élevées pour avoir été induite par le granite lui-même.

Notons de plus qu'à son contact les roches basiques passent transitionnellement à des faciès beaucoup plus clairs : diorite, grano-diorite, granite à amphiboles, granite à enclaves basiques. Il est donc également postérieur aux roches basiques.

- Rappelons que les filons basiques ou acides recoupent indifféremment tous les faciès.

De tout ceci on peut dégager la chronologie relative suivante :

- métamorphisme régional de type épizonal et métamorphisme local d'intensité plus forte (faciès à silicates d'alumine, mobilisations) ;
- intrusion basique ;
- intrusion granitique;
- cortège filonien.

3.1.2. Faciès Schiste vert

Il s'agit d'un métamorphisme de faible degré ayant affecté dans leur ensemble les séries du secteur nord est de la carte, depuis le complexe volcano-sédimentaire jusqu'aux calcaires crétacés, où il n'est cependant presque plus décelable. Nous étudierons ses effets sur, successivement, les trois principales unités lithologiques.

3.1.2.1. Complexe volcano-sédimentaire

3.1.2.1.1. Série volcano-sédimentaire

Les transformations minéralogiques s'observent bien dans les tufs andésitiques et les andésites. Les associations minérales d'origine métamorphique qui se surimposent aux minéraux magmatiques précédemment décrits comprennent :

+calcite +chlorite +albite +épidote/clinozoïsite ±actinote-trémolite ±séricite(muscovite) +quartz ±serpentine ±sphène ±rutile ±hydroxyde de fer (goethite) ±talc ±prehnite ±pumpellyite.

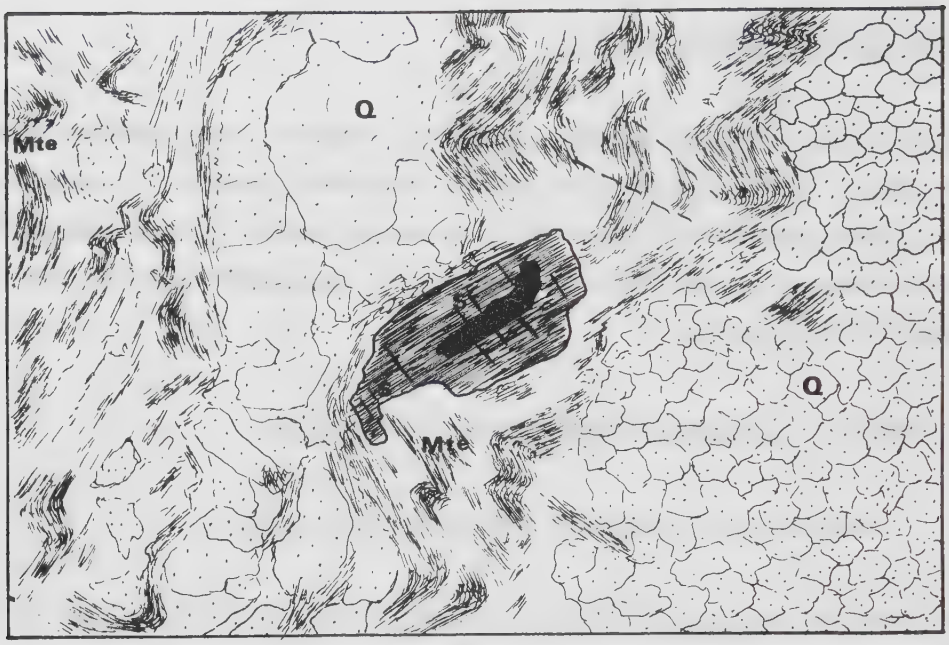
. calcite : (0 à 30 %) quelquefois automorphe, elle est plus généralement cryptocristalline. Elle apparaît soit au coeur des plagioclases déstabilisés, soit sous forme de plages irrégulières dans la mésostase. Elle est souvent présente dans les filonnets recoupants et associée alors à la prehnite, à l'albite, et à l'épidote/clinozoïsite.

. chlorite : elle est particulièrement bien représentée. Elle se présente souvent en grandes plages homogènes vert-brunâtre, pseudomorphosant parfois complètement d'anciens minéraux (plagioclases, pyroxènes). Il s'agit de chlorite ferrifère très dispersive, disposée souvent selon la schistosité S_1, parfois recoupée par S_2.

Elle peut se présenter en petite paillettes, incolores à verdâtres, non dispersives (chlorite magnésienne), associées à l'albite. On peut la trouver enfin dépourvue d'orientation préférentielle et recoupant les précédentes.

. albite : elle se présente en plages xénomorphes claires, associée à la chlorite, séricite, calcite, voire même à l'épidote. Elle se développe indifféremment dans la mésostase des roches volcaniques à volcano-détritiques ou dans leurs phénocristaux.

. épidote/clinozoïsite : elle se développe très largement dans certaines lames sous forme d'amas disséminés. Elle apparaît soit préférentiellement au coeur des phénocristaux (associée à calcite et albite), soit de façon irrégulière



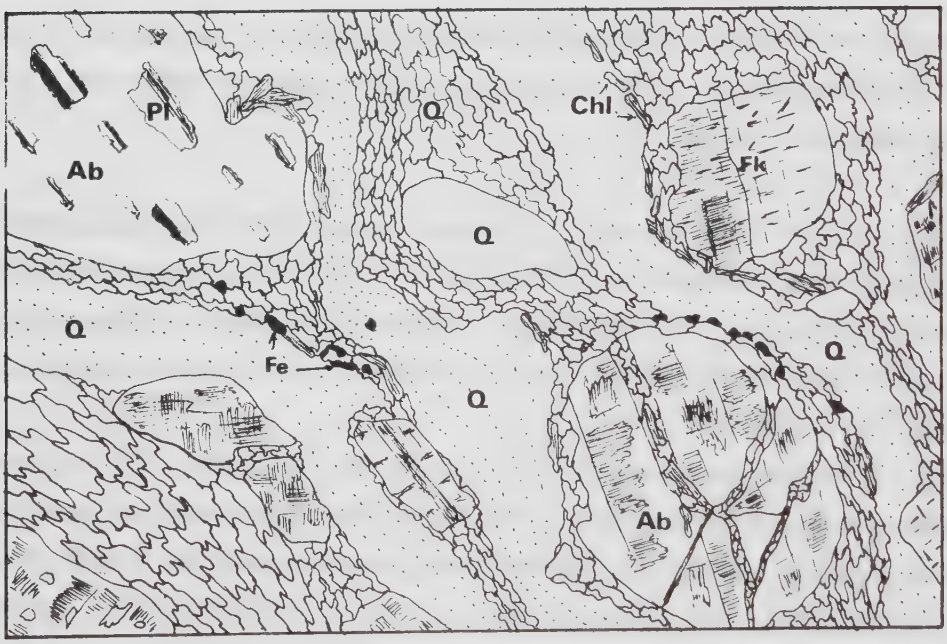


Fig. 51 - (X 40) - Schistosité de pli-fracture S_2 recoupant muscovite et sphène disposés selon S_1.

Mte Muscovite **S** Sphène **Il** Ilménite **Q** Quartz

Fig. 52 - (X 20) - Reliques de plagioclase ou de feldspath potassique dans les "yeux" d'une leptynite.

Pl Plagioclase **Fk** Feldspath potassique **Ab** Albite

Q Quartz **Chl** Chlorite **Fe** Oxydes de Fer

dans la mésostase.

. actinote-trémolite : elle cristallise en fibres longues et flexueuses aux dépens des ferromagnésiens préexistants (qu'elle peut contenir en reliques). Elle peut être prépondérante. Il s'agit essentiellement d'actinote (pléochroïsme du vert-jaunâtre au vert délavé, angle d'extinction en moyenne de 14 à 16°).

. séricite (et muscovite) : elle constitue un feutrage (damouritisation) dans les anciens plagioclases, ou dans la mésostase. Elle apparaît soit en paillettes disséminées associées à l'albite, soit en plages flexueuses (muscovite) s'insinuant entre les cristaux néoformés. Elle recoupe par contre les minéraux magmatiques. Chaque fois qu'elle est présente et abondante, elle souligne la schistosité S_1 et est recoupée par S_2 (Fig. 51).

. serpentine : associée à la chlorite, elle se présente en agrégats pseudomorphosant entièrement d'anciens cristaux millimétriques subprismatiques (péridot ?)

. sphène : il est très largement représenté. Il se présente le plus généralement en cristaux losangiques dispersés, mais plus ou moins alignés suivant S_1 ; il a pu être parfois repris par S_2. Il apparaît également comme produit d'altération de l'ilménite (leucoxène). On a pu l'observer en très grandes plages amiboïdes, fortement pléochroïque.

. rutile : quand il est présent, ce sont des prismes bien formés.

. prehnite : elle apparaît soit en filonnets recoupants, associée alors au quartz et à l'albite, soit en grandes plages amiboïdes dans la mésostase.

. pumpellyite : elle constitue un feutrage dans la mésostase de la plupart des roches et peut représenter jusqu'à 60 % du volume total. Sa présence a été confirmée par les rayons X.

3.1.2.1.2. Marbres

Les faciès carbonatés fins ne montrent pas d'autre recristallisation que celle de la calcite, en cristaux aplatis dans la schistosité S_1. Cependant, certains bancs, plus siliceux peuvent donner naissance à de grandes aiguilles de trémolite, incolores.

3.1.2.1.3. Leptynites

Comme nous l'avons déjà vu, les roches ont souvent une texture oeillée (cf. 2.1.1.3.). Les yeux feldspathiques sont étirés dans la schistosité S_1.

Ces faciès montrent l'association minérale suivante :

+plagioclase ±microcline ±chlorite ±muscovite ±épidote ±sphène ±apatite +quartz.

. plagioclase : -il est le constituant essentiel des yeux. il est alors très arrondi , altéré; ses mâcles sont floues et disparaissent vers la périphérie où il fait alors place à de l'albite. Parfois même il ne subsiste plus qu'en îlots mâclés, parallèles entre eux, reliques d'un même cristal au sein d'une albite néoformée (Fig. 52). Il est la plupart du temps cassé, les interstices étant remplis par du quartz.

-on le trouve également, dans le reste de la roche, en cristaux automorphes, frais et parfaitement mâclés.

. microcline : rare, on ne le trouve que dans les yeux. Il est alors lui aussi entouré par une zone albitique. Le contact, flou, entre ces deux minéraux montre parfois des bourgeons myrmékitiques.

. quartz : il est en général aplati suivant la schistosité, parfois broyé lorsque la roche a une structure en mortier.

. phyllites (chlorite, muscovite) : lorsqu'elles sont présentes, elles sont toujours alignées selon la schistosité S_1, parfois déformée par S_2.

3.1.2.2. Schistes noirs mésozoïques

Les niveaux pélitiques montrent l'association constante suivante:

. quartz détritique aplati selon la schistosité S_1.
. muscovite synschisteuse en petits cristaux.
. chlorite;
. calcite;
. oxydes de fer et matière charbonneuse .

Vers le Nord Est, les schistes perdent leur aspect lustré et passent à des shales peu métamorphiques. Par ailleurs les niveaux de laves interstratifiés au sommet de la série ne montrent qu'une légère déstabilisation en calcite et albite des phénocristaux de plagioclases.

3.1.2.3. Calcaires crétacés

Nous n'avons rencontré que quelques niveaux légèrement marmorisés à la base des calcaires à orbitolines (Ziaabad).

3.1.2.4. Conclusion

Le métamorphisme régional, décroissant régulièrement vers le Nord Est, qui a affecté le domaine métamorphique est caractérisé par des paragenèses du faciès Schiste vert . Ce métamorphisme est en grande partie contemporain de la phase de déformation S_1.

Dans le complexe volcano-sédimentaire la plus grande partie des trans-

formationsa abouti à la déstabilisation partielle des anciens minéraux magmatiques (en actinote-trémolite, chlorite, calcite, épidote, albite ...).

Les effets de ce métamorphisme se sont vraisemblablement poursuivis au-delà de la phase de déformation puisque certains minéraux (en particulier la chlorite) recoupent les phyllites synschisteuses, ou apparaissent à l'intérieur des filonnets sécants (albite, prehnite, calcite).

Notons enfin que ce métamorphisme de type Schiste vert a seul affecté les leptynites; on ne retrouve en effet dans ces roches aucune trace d'un métamorphisme antérieur. Nous n'avons donc aucune raison de penser que cet ensemble représente un complexe ancien précambrien, comme cela était admis auparavant d'après le seul aspect gneissique de ces roches.

3.1.3. Faciès thermiques et mobilisations

Avant de décrire les roches métamorphiques, particulières au complexe métamorphique et magmatique de Borudjerd, il convient d'en préciser la terminologie.

3.1.3.1. Nomenclature

Le manque de références classiques à de tels faciès nous a conduit à utiliser des termes surtout descriptifs et d'emploi commode sur le terrain.

Du point de vue nomenclature, nous avons appelé ces roches des cornéennes mobilisées (ASδ) lorsque le métamorphisme et les mobilisations ont été assez forts pour oblitérer les anciennes structures. Le terme cornéenne est ici pris dans le sens du "hornfels" anglais qui définit un état d'induration, pas nécessairement lié à un métamorphisme de contact, et qui implique une certaine isotropie de la structure de la roche. Dans le cas où la schistosité et la stratification sont encore visibles, nous avons choisi le terme de schiste corné (ACh).

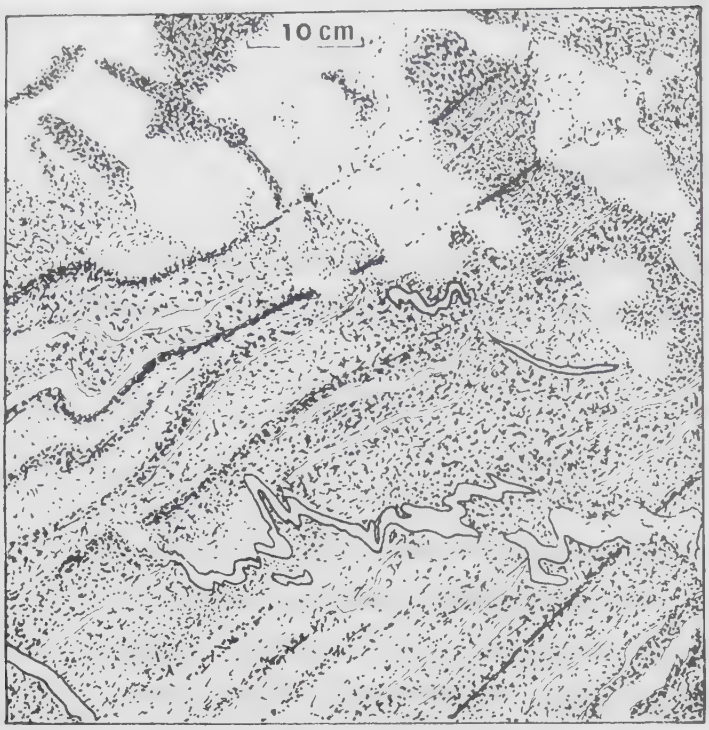
Cette distinction qui nous a paru commode cartographiquement reflète en fait assez mal les différentes associations minérales observables. Si elle traduit souvent l'absence ou la présence de mobilisat, elle n'est pas directement liée à l'intensité du métamorphisme. En effet, l'importance des mobilisations n'est pas toujours la conséquence d'un fort métamorphisme :

- certains bancs, très alumineux, seront peu mobilisés à forte température, alors que d'autres de composition très favorable seront fortement granitisés sous des conditions moins extrêmes.
- en outre, la mobilisation est due probablement, en partie, à la présence d'une phase fluide importante dont la répartition est aléatoire.

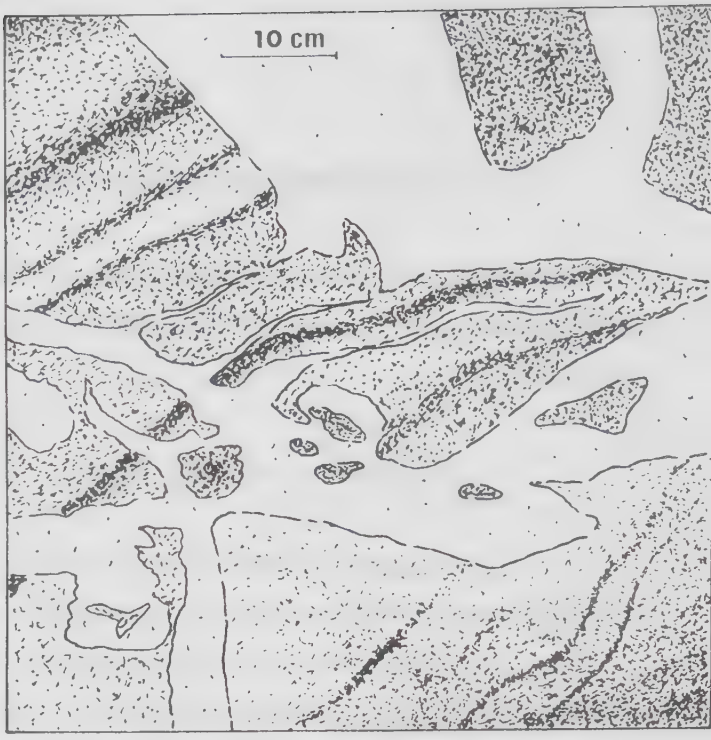
Donc pour l'étude minéralogique nous ne conserverons pas cette distinction cartographique et nous baserons notre classification sur les associations minérales et plus particulièrement sur celle des différents silicates d'alumine.

On pourra ainsi former toute une série de termes où aspects macroscopique et microscopique seront combinés; par exemple :

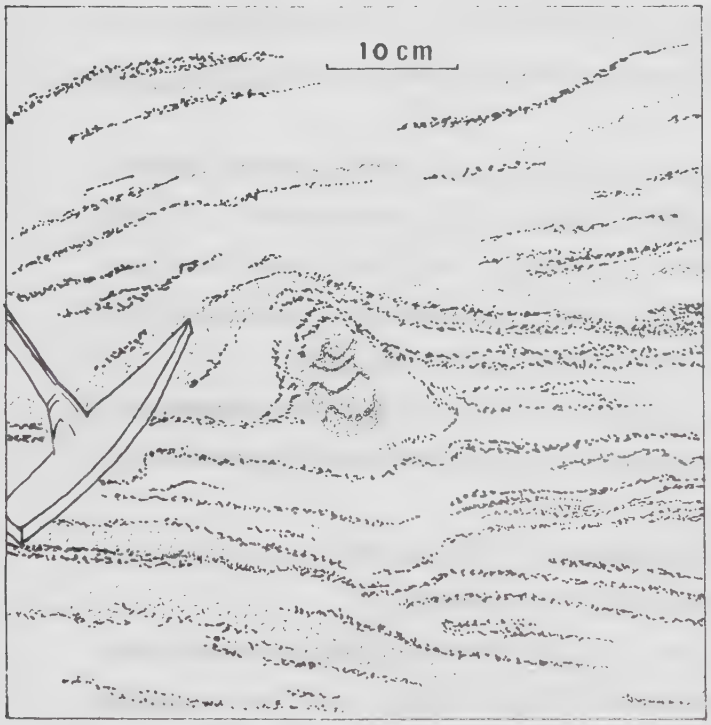
- micaschistes à cordiérite;
- schistes cornés à andalousite-cordiérite;
- cornéennes mobilisées à andalousite-cordiérite;
- schistes cornés à biotite-fibrolite;
- cornéennes mobilisées à sillimanite prismée.



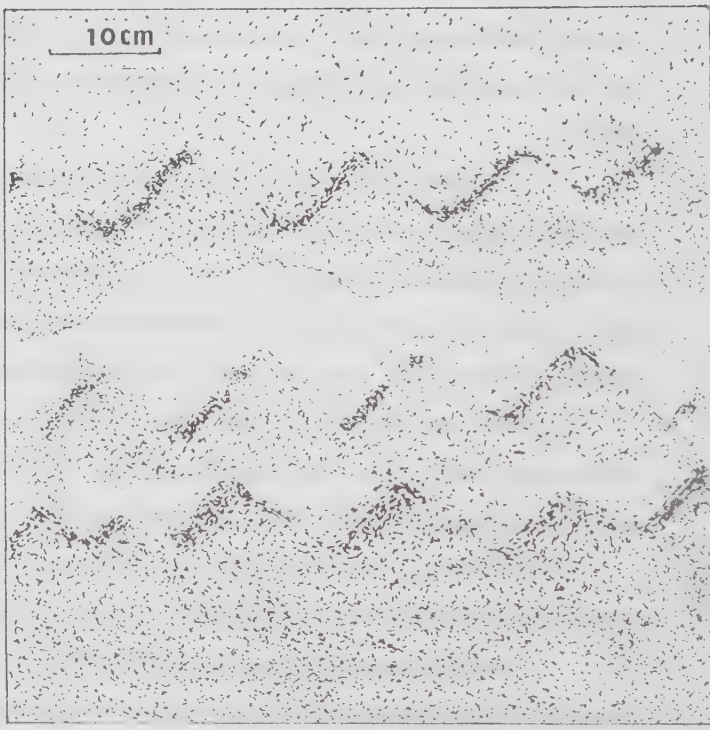
Structure nébulitique (haut)
" ptygmatique (bas)



Structure en schollen (radeau)



Structure en schlieren avec enclave pivotée



Mobilisat postérieur à S_1

STRUCTURE DES CORNEENNES MOBILISEES

Fig. 53

3.1.3.2. Coupe synthétique dans les faciès thermiques

Le passage des schistes noirs épizonaux aux schistes cornés puis aux cornéennes mobilisées peut être plus ou mois progressif.

Il se traduit par l'apparition de nodules de cordiérite, boursouflant les plans schisteux, ces derniers s'enrichissant en muscovite et biotite. On a alors des micaschistes à cordiérite, à débit en feuillets bien marqué. L'andalousite apparaissant, de petite taille puis plus grosse (jusqu'à 5 cm), préférentiellement dans les lits pélitiques, la roche s'indure : on peut alors parler de schistes cornés.

Les premiers indices de mobilisation apparaissent dans ce faciès. Il y a formation de petites ségrégations quartzo-feldspathiques en taches à contours flous de 2 à 3 mm, très dispersées. Simultanément, les limites entre lits gréseux et argileux s'estompent. Ces lits gréseux, à grain fin, de composition essentiellement siliceuse, sont souvent étirés, amincis. Ils parcourent la roche parallèlement les uns aux autres, dessinant des charnières pincées et épaissies. Aux dépens de ces niveaux, des filonnets recoupants s'individualisent et s'anastomosent, oblitérant les structures primaires. Ils forment un mobilisat à contour diffus, se présentent en veines, en lentilles, en filonnets aveugles, ou imprègnent la roche en nuages de couleur claire .

Le mobilisat peut aussi se présenter en filonnets aux épontes nettes, dessinant parfois des plis ptygmatiques. Sa composition est beaucoup plus quartzo-feldspathique.

Les faciès les plus mobilisés de ces cornéennes sont des roches assez claires de composition granitoïde, généralement homogènes, dans lesquelles sont isolées des enclaves de cornéennes déplacées et de nombreux prismes de sillimanite (restite).

Les aspects les plus fréquents de cet ensemble de roches ont été résumés sur la figure 53 en y appliquant la nomenclature des migmatites d'après K. R. MEHNERT (1968) . Notons que dans tous les cas, la mobilisation est postérieure à la schistosité S_1 (Fig. 53d) .

Signalons enfin que quelques passées plus carbonatées ou plus arkosiques à l'origine, bien que non cartographiables car très localisées, vont nous permettre, dans ce qui va suivre, de faire un parallèle entre des séquences de composition originelle très différentes, soumises à un même métamorphisme.

Résultats des analyses chimiques dans la séquence pélitique

	Schiste noir	Micaschistes			Cornéennes mobilisées														
N0	18	31	33	36	2	6	10	12	13	14	15	19	20	21	22	23	24	26	27	32
SiO_2	57,77	62,55	58,25	62,91	53,30	56,80	58,19	62,82	61,09	62,79	58,95	59,31	58,80	65,05	62,40	62,50	66,70	62,63	68,31	66,36
Al_2O_3	16,17	19,90	19,60	18,41	18,60	19,60	20,21	19,12	20,48	18,97	19,76	20,04	20,40	17,05	18,35	18,35	16,05	18,43	16,48	15,55
Fe_2O_3	1,38	3,30	3,70	1,69	2,75	3,70	1,06	1,29	0,61	0,82	1,23	1,17	3,25	1,60	3,30	2,50	2,30	2,01	1,09	1,07
FeO	3,91	4,10	4,50	4,72	6,65	5,65	6,94	5,32	6,41	5,90	6,94	6,44	4,95	4,60	3,75	3,60	3,65	4,52	4,72	5,52
MgO	1,47	2,50	2,80	1,67	5,70	3,40	2,44	2,03	2,30	2,19	2,64	2,39	2,80	2,65	2,55	2,55	2,40	2,00	1,52	1,50
CaO	5,50	1,45	1,40	0,20	6,65	1,30	0,98	0,41	0,88	0,83	1,09	0,15	1,25	1,00	0,90	1,90	3,00	0,35	0,35	0,50
Na_2O	0,94	0,85	1,10	2,63	1,45	1,25	1,65	2,41	1,08	1,65	1,85	0,95	1,40	2,00	1,65	2,15	1,50	2,03	1,59	1,96
K_2O	2,56	1,75	2,40	3,38	1,85	3,45	3,03	2,98	2,68	3,16	2,50	3,43	2,90	2,65	3,25	3,20	2,45	3,25	2,03	2,78
TiO_2	0,70	1,00	1,00	0,68	1,00	1,00	0,86	0,67	0,76	0,72	0,84	0,81	1,00	0,75	0,90	0,90	0,80	0,66	0,70	0,70
P_2O_5	0,13	0,25	0,15	0,22	0,20	0,40	0,23	0,10	0,19	0,15	0,09	0,12	0,20	0,25	0,25	0,30	0,20	0,10	0,16	0,24
MnO	0,09	0,15	0,20	0,01	0,20	0,30	0,15	0,15	0,15	0,19	0,14	0,15	0,15	0,10	0,15	0,15	0,10	0,02	0,12	0,14
H_2O^+	2,85	1,70	4,10	1,41	1,40	2,40	2,88	1,42	1,28	0,58	2,14	1,75	3,25	1,50	1,85	1,75	1,65	1,86	1,11	1,38
H_2O^-	0,04	0,10	0,15	0,17	0,10	0,10	0,04	0,12	0,10	0,06	0,11	0,12	0,10	0,10	0,15	0,10	0,05	0,13	0,06	0,09
CO_2	5,81			1,55			1,15	1,25	1,54	1,59	1,29	2,25						1,36	1,22	1,53
Total	99,32	99,60	99,35	99,65	99,85	99,35	99,81	100,09	99,55	99,60	99,57	99,08	100,45	99,30	99,45	99,95	100,85	99,35	99,49	99,32
minéraux normatifs																				
Q	38,00	43,20	34,11	29,38	11,62	25,35	28,49	30,79	36,45	33,60	29,99	32,63	31,02	35,11	33,98	29,17	37,48	32,86	54,17	38,29
Or	15,14	10,35	14,20	20,02	10,94	20,41	17,92	17,63	15,85	18,69	14,79	20,29	17,15	15,67	19,23	18,93	14,49	19,23	0,18	16,24
Ab	7,94	7,18	9,30	22,22	12,26	10,56	13,94	20,38	9,13	13,94	15,64	8,02	11,83	16,90	13,94	18,17	12,68	17,16	13,47	16,56
An		5,58	5,97		31,72	3,86							4,91	3,35	2,85	7,50	13,60			
Cor	11,84	14,55	12,99	10,41	2,57	12,38	14,21	11,92	14,78	12,83	14,01	14,76	13,15	9,66	11,06	8,59	5,93	11,56	13,83	9,31
Mt	2,00	4,79	5,37	2,46	3,99	5,37	1,54	1,88	0,88	1,19	1,79	1,69	4,71	2,32	4,79	3,63	3,34	2,91	1,58	1,55
Ca	9,52						1,20	0,50	1,14	1,15	1,75	0,01						0,39	0,27	0,33
Hy	8,72	9,87	10,92	10,33	22,90	17,77	16,81	12,93	16,02	14,79	16,92	15,76	12,02	12,69	9,33	9,71	9,66	10,58	10,62	12,09
Ap	0,31	0,59	0,36	0,54	0,47	0,95	0,54	0,24	0,45	0,36	0,21	0,27	0,47	0,59	0,59	0,71	0,47	0,24	0,38	0,57
Il	1,34	1,90	1,90	1,29	1,90	1,90	1,63	1,27	1,44	1,37	1,60	1,54	1,90	1,43	1,71	1,71	1,52	1,25	1,75	1,34

3. 1. 3. 3. Description des associations minérales

Nous décrirons ces associations successivement des moins métamorphiques aux plus métamorphiques.

3. 1. 3. 3. 1. Schistes noirs mésozoïques (pour mémoire)

Paragénèse à chlorite-muscovite.

3. 1. 3. 3. 2. Zone à biotite-cordiérite

3. 1. 3. 3. 2. 1. Séquence pélitique: micaschistes à cordiérite grenat

Ces faciès sont bien visibles du côté nord est du complexe, le granite les ayant presque complètement envahis au Sud Ouest. Néanmoins dans les deux cas ils possèdent les mêmes caractères. La roche a un aspect de micaschiste; de petits nodules elliptiques qui atteignent quelques millimètres se développent progressivement dans les lits phylliteux. La schistosité S_1 est toujours bien visible.

L'association minérale est la suivante :

Minéraux principaux :

- dans les nodules : +muscovite ±biotite +chlorite +quartz +cordiérite
- dans le reste de la roche : +muscovite ±biotite +chlorite ±grenat +quartz ±oxydes de fer.

Minéraux tardifs :

+chlorite +séricite +tourmaline.

Les nodules

On y trouve les mêmes minéraux que dans le reste de la roche; leur taille y est cependant nettement supérieure.

. muscovite : elle se présente en grandes lattes poecilitiques et contient un grand nombre d'inclusions opaques disposées en bandes perpendiculaires à l'allongement du minéral. Sa réfringence et sa biréfringence peuvent parfois considérablement diminuer dans un même cristal (jusqu'au début du premier ordre).

. biotite : elle est toujours chloritisée lamelle par lamelle, parfois complètement.

. Chlorite : elle montre un pléochroïsme vert clair à incolore. Très dispersive et peu biréfringente, elle donne des teintes de polarisation anormales bleu profond, très sombre, presque opaque. Elle a été déterminée aux rayons X comme pseudothuringite, d'après la classification de M. H. HEY (1954).

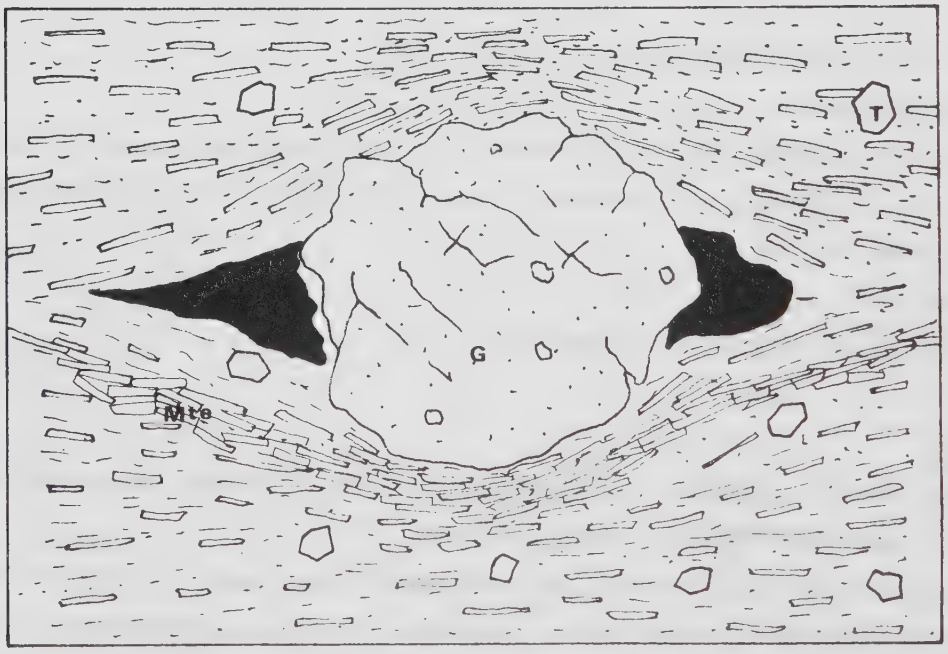


Fig. 54 - (X10) - Nodules à cordiérite dans les faciès micaschiste.

Mte Muscovite **Chl** Chlorite

C Cordiérite **Q** Quartz

Fig. 55 - (X45) - Grenat avec ombre de pression d'oxyde opaque selon S_1.

Mte Muscovite **T** Tourmaline

G Grenat

Elle se présente généralement en grandes lattes obliques à la schistosité et parallèles entre elles (Fig. 54) .

. cordiérite : elle apparaît au coeur des nodules en amas amiboïdes; elle est riche en inclusionset souvent altérée en pinnite.

. quartz : xénomorphe.

Le reste de la roche

. muscovite : elle est abondante et se présente en petites baguettes, allongées suivant la schistosité S_1. Elle forme des niveaux contournant les nodules.

. biotite : également synchisteuse, elle est chloritisée comme dans les nodules.

. chlorite : elle pseudomorphose souvent les grenats. Elle recoupe franchement parfois la schistosité S_1.

. grenat : lorsqu'il n'est pas altéré, il se présente en cristaux automorphes millimétriques avec parfois une ombre de pression d'oxydes de fer suivant la schistosité (Fig. 55).

. quartz : il se présente en cristaux isolés, étirés dans les zones phylliteuses, en granules xénomorphes engrenés dans les niveaux gréseux.

. tourmaline : on la trouve en petits granules automorphes recoupant la schistosité.

Ajoutons enfin que l'on peut voir fréquemment la schistosité de pli-fracture S_2 recouper tous ces minéraux .

3. 1. 3. 3. 2. 2. Séquence carbonatée : skarn à trémolite-actinote

Cette association minérale est en fait à la limite supérieure des micaschistes à cordiérite car l'encaissant contient déjà quelques andalousites. Elle n'est représentée qu'à 1 Km à l'Est de Gur-Deraz dans plusieurs bancs métriques découpés, par un réseau serré de diaclases, en petits parallélépipèdes d'une dizaine de centimètres d'arête. La roche est grise et présente des lits millimétriques vert sombre.

La paragénèse globale traduit une composition originelle siliceuse et carbonatée :

+actinote-trémolite +grenat +clinozoïsite +pistacite +quartz.

. actinote-trémolite : (environ 60 %) soit en grosses baguettes plus ou moins flexueuses, subautomorphes, aux extrémités effilochées; soit en petits grains de la même dimension que celle des quartz. Elle est en majorité allongée selon la schistosité.

. grenat : (moins de 5 %) subautomorphe, poeciloblastique, de couleur rosée.

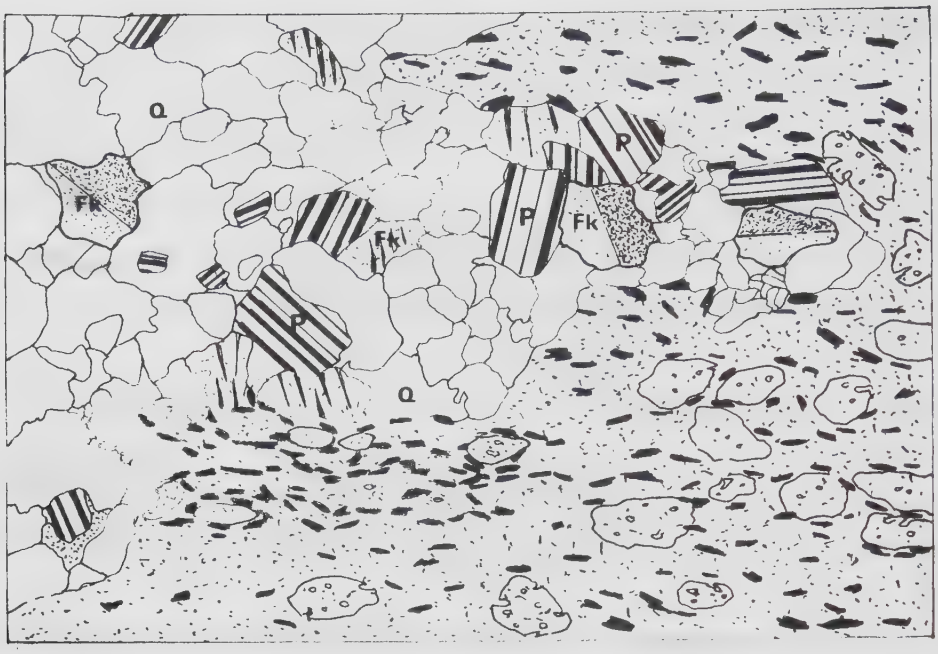


Fig.56-(X15)_Mobilisat sécant dans une cornéenne à andalousite.

Fig.57-(X25)_-Mobilisat diffus "

Q Quartz **P** Plagioclase

Fk Feldspath potassique

Bte Biotite **And** Andalousite

3. 1. 3. 3. 3. Zone à cordiérite-andalousite

3. 1. 3. 3. 3. 1. Séquence pélitique : schistes cornés et cornéennes mobilisées à cordiérite-andalousite

Rappelons que les premières mobilisations apparaissent dans ce faciès; qu'il soit en masse diffuse ou en niveaux nettement sécants (Fig. 56-57) , le mobilisat est constitué de minéraux (quartz, plagioclases, feldspaths potassiques) dont les caractéristiques optiques et les rapports mutuels sont les mêmes que ceux de la roche non mobilisée. Seules, leurs quantités relatives varient. Nous ne les étudierons donc pas séparément au cours de la description minéralogique.

Au microscope on observe l'association minérale suivante:

Minéraux principaux :

±grenat +cordiérite ±andalousite +biotite ±muscovite ±feldspath potassique ±plagioclase +quartz .

Minéraux accessoires :

±apatite ±zircon ±spinelle +oxydes opaques ±graphite .

Minéraux tardifs :

±chlorite ±séricite ±muscovite ±talc ±épidote ±rutile ±tourmaline.

. grenat (0 à 50 % en moyenne 2 % environ) : on le trouve fréquemment dans toutes les roches métamorphiques du complexe, en proportion généralement faible mais très variable. Le plus souvent, il n'est visible qu'au microscope, mais il peut atteindre exceptionnellement de grandes tailles, jusqu'à 3 ou 4 cm .

On le trouve presque toujours en reliques (cristaux corrodés) . Il est ainsi parfois pseudomorphosé par de grandes lattes de biotite, plus rarement déstabilisé par des cordiérites (Fig. 58-59) , et peut être en inclusions dans les quartz, plagioclases.... Il peut cependant dans certains cas se trouver en cristaux automorphes non corrodés associés à des biotites syn-schisteuses.

Trois analyses chimiques ont été faites sur des grenats purifiés à 99 % environ(liqueur dense et séparateur électromagnétique) ; des traces de quartz ont été cependant décelées aux rayons X . Les analyses ont été faites par voie humide : du fait des teneurs en Mn assez importantes, le dosage du Mg est sujet à caution. Les résultats sont donnés dans le tableau suivant .

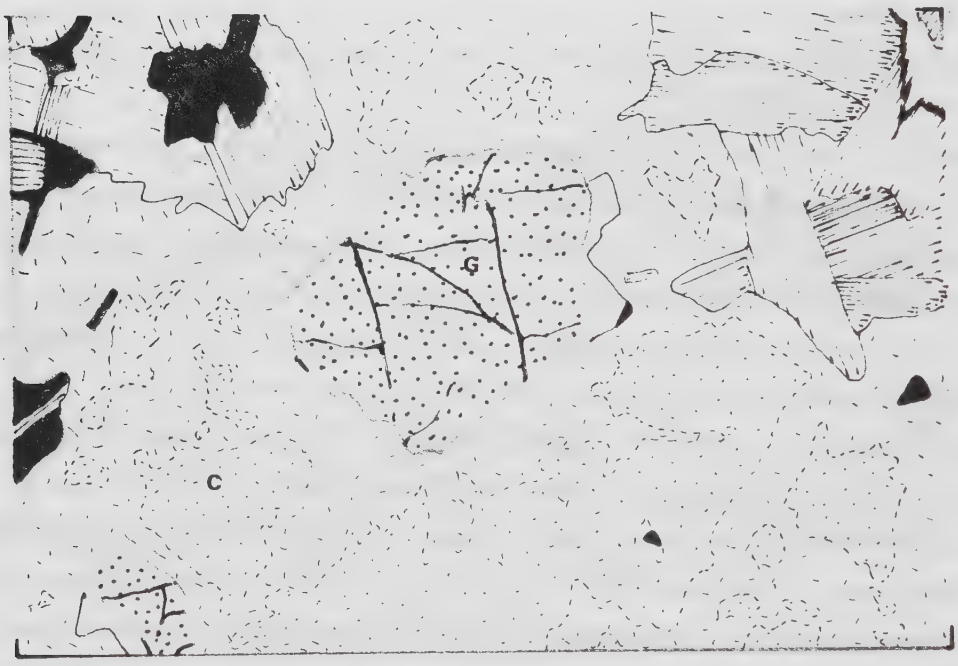


Fig.58 - (x20) - Grenat automorphe déstabilisé en biotite, puis, cristallisation de cordiérite avec libération de muscovite.

G Grenat **Bte** Biotite

C Cordiérite **Mte** Muscovite

Fig.59 - (x155) - Grenat (relique) déstabilisé par une cordiérite. (lum. nat.)

G Grenat **C** Cordiérite

Echantillon	N° 39	N° 40	N° 41
Oxydes			
SiO_2	36,20	37,05	36,05
Al_2O_3	21,90	20,65	21,90
Fe_2O_3	0,55	2,90	3,05
FeO	30,60	30,60	30,95
MgO	1,65	1,20	2,35
CaO	1,30	1,05	1,55
Na_2O	0,30	0,30	0,25
K_2O	0,10	0,10	0,15
TiO_2	0,10	0,10	0,15
P_2O_5	0,30	0,40	0,10
MnO	7,70	6,40	4,20
H_2O+			
H_2O-	- - -	0,05 -	- -
CO_2			
Total	100,70	100,80	100,60

Les compositions calculées sont les suivantes (W. A. DEER, R. A. HOWIE et J. ZUSSMAN (D. H. Z.) , Vol. 1, 1963) .

Echantillon	Almandin	Andradite	Grossulaire	Pyrope	Spessartite
N° 39	71,1	1,9	2,0	6,9	18,1
N° 40	75,4	- - - 3,3 - - -		5,3	16,0
N° 41	74,6	- - - 4,9 - - -		10,1	10,4

Nous n'avons pas pu, dans deux cas sur trois, distinguer andradite et grossulaire, car la quantité de Fe_2O_3 disponible dépasse celle que l'on s'attendrait à trouver si tout le grenat calcique était de l'andradite (erreur peut-être due à une oxydation partielle du FeO au cours du broyage ?).

D'autre part, les formules obtenues en reportant maille et indice de réfraction sur le diagramme de H. WINCHELL (1968) sont les suivantes :

Echantillon	n	a	Alm	And	Gro	Pyr	Sp
N° 39	1,805	11,4226					
N° 40	1,805	11,5388	68,3	2	3	17,3	9,3
N°41	1,805	11,5312	67,6	1,3	1,3	19,6	10

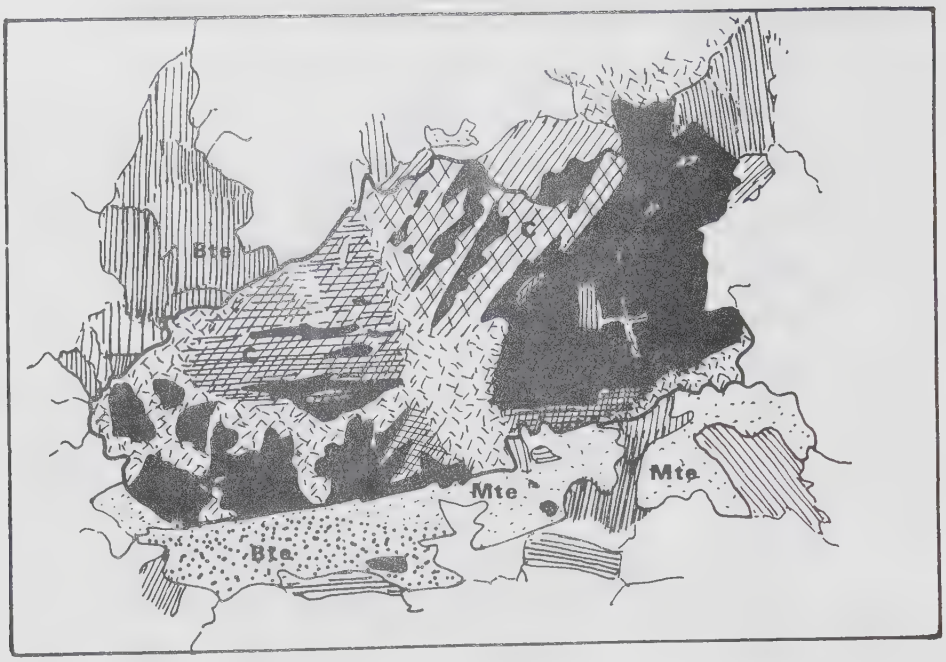


Fig.60 - (x75) - Cordiérite (maclée) se développant aux dépens de biotite avec libération concomitante de muscovite.

C Cordiérite Bte Biotite Mte Muscovite

Fig.61 - (x155) - Biotite reprise lamelle par lamelle par de la muscovite à proximité d'une cordiérite (même réaction que ci-dessus).

C Cordiérite Bte Biotite Mte Muscovite

La composition de l'échantillon N° 39 n'a pu être calculée, car le point représentatif tombe en dehors du diagramme de WINCHELL. D'autre part, la densité des grenats (qui aurait levé l'indétermination) n'ayant pu être mesurée, on a calculé la composition théorique de trois manières possibles, à savoir en fonction des termes extrêmes Alm-Sp-Pyr, Alm-Gro-Pyr, Alm-And-Pyr, puis on a fait la moyenne des trois.

On constate que les formules calculées par ce moyen sont à peu près semblables à celles données par l'analyse chimique, les différences majeures affectant le terme pyrope. Ces différences pourraient s'expliquer :

- par les difficultés de dosage du Mg au cours de l'analyse chimique.
- par l'erreur introduite en utilisant le diagramme de WINCHELL sans tenir compte des densités réelles des grenats.

. cordiérite (10 à 50 % en moyenne environ 25 %) : elle est presque omniprésente, parfois en grande abondance. Elle est le plus souvent bien mâclée, parfois en rosette, ce qui serait un indice de haute température (D. H. Z., 1963 Vol. 1 p289). Elle est fréquemment fortement poecilitique par rapport à des globules de quartz, inclusions opaques, zircons à auréoles pléochroïques, mais surtout par rapport à des biotites ou des muscovites.

On constate que des cordiérites cristallisent aux dépens des biotites synschisteuses : en effet elles les contiennent fréquemment en îlôts reliques de même orientation optique, parfois en inclusions sigmoïdes (Fig. 62). A proximité des cordiérites néoformées, ces biotites sont reprises lamelle par lamelle par des muscovites à biréfringence très faible (gris-jaune du premier ordre) (Fig. 60-61) ; au niveau du passage de l'une à l'autre, on observe la décoloration progressive des biotites.

Ces cordiérites sont parfois très fraîches, parfois postérieurement altérées : l'altération commence en général par le développement centripète d'un minéral brun-jaune verdâtre, isotrope, indéterminé (M. MATHIAS, 1952 in D. H. Z. Vol. 1 p. 284) ; puis, on observe une pinitisation progressive à partir de fissures virtuelles qui gagnent parfois l'ensemble. On n'a plus alors qu'un amas de séricite, avec parfois un peu de chlorite, minéraux serpentineux, et exceptionnellement épidote. Dans de très rares cas, les cordiérites ont recristallisé en talc.

Comme on peut le voir dans les schistes cornés, ce minéral est souvent synschisteux (forme ovoïde allongée suivant S_1, mâcles fines polysynthétiques parallèles à S_1, inclusions sigmoïdes de biotites), mais il peut aussi être postérieur à la déformation 1 (fossilisation de microplis d'entraînement ou de charnières b_1 (Fig. 63).

Sa genèse est donc très complexe, et il en existe certainement plusieurs générations.

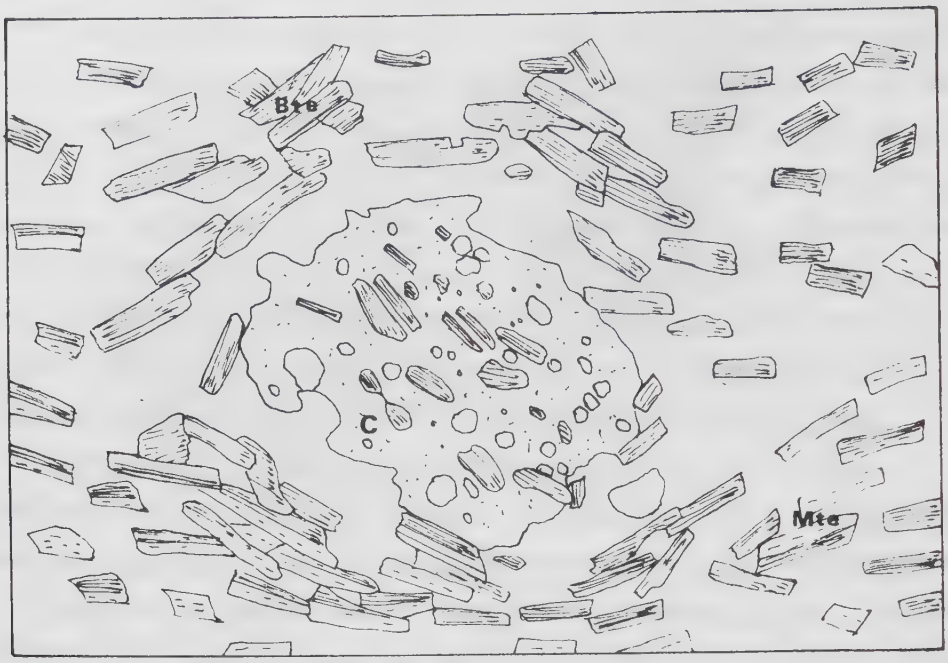


Fig.62 - (X45). Alignement sigmoïde de biotites en inclusion dans une cordiérite synschisteuse

Mte Muscovite **Bte** Biotite

C Cordiérite

Fig.63 - (X20). Cordiérite fossilisant un pli b_1.

Bte Biotite **C** Cordiérite

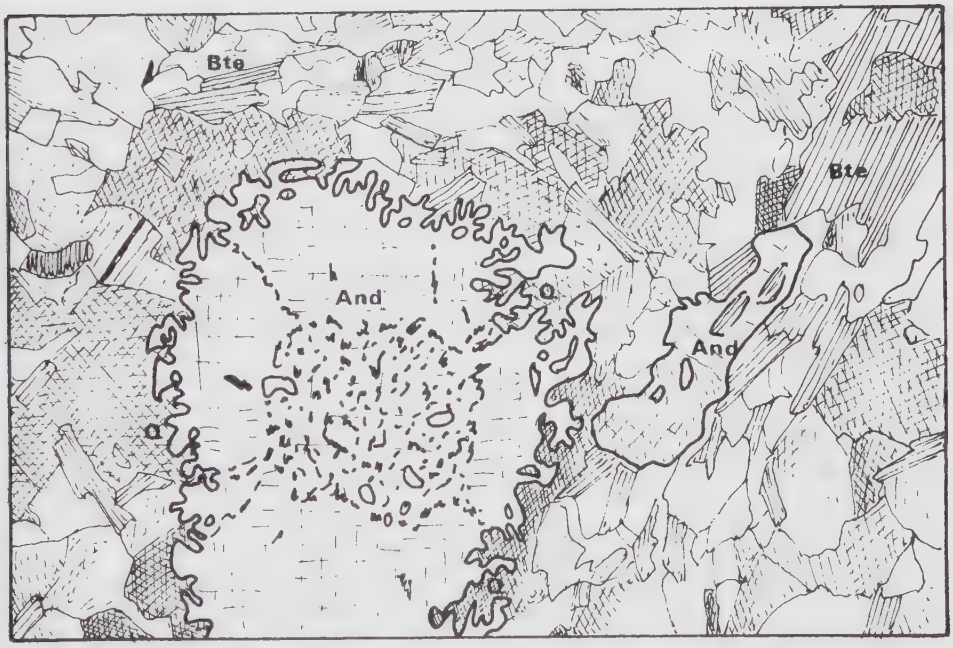
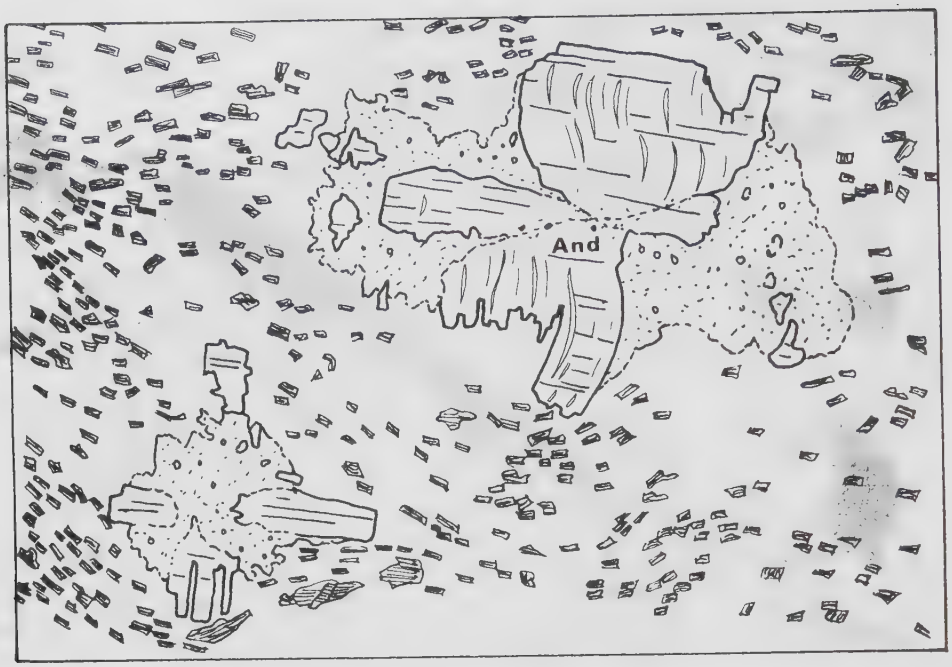


Fig. 64 - (x 50) - Cristallisation d'andalousite aux dépens de biotite avec libération d'oxyde de fer. (lumière naturelle).

And Andalousite **Bte** Biotite **Fe** Oxyde de fer

Fig. 65 - (x 50) - Andalousite à faciès chiastolite en association symplectique avec du quartz.

And Andalousite **Bte** Biotite **Q** Quartz



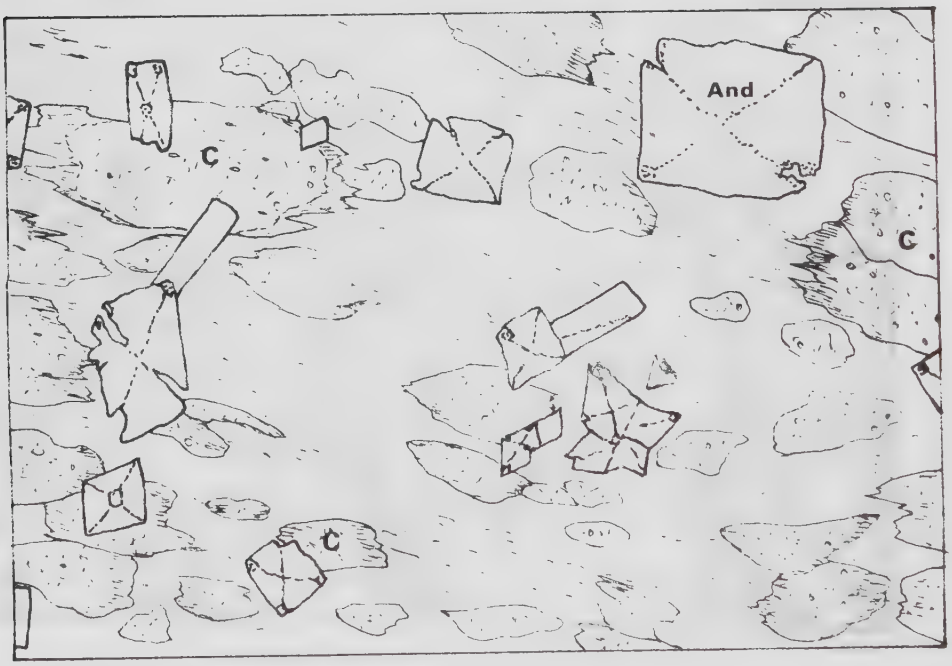


Fig.66 - (X20). Andalousite déformée en cours de cristallisation

Fig.67 - (X20). Andalousite recoupant S_1 et des cordiérites synschisteuses.

And Andalousite. **C** Cordiérite.

. andalousite (0 à 15% en moyenne environ 5%) : elle se présente soit en cristaux xénomorphes, amiboïdes, et fortement poecilitiques, soit en cristaux prismatiques automorphes, parfois à faciès chiastolite, pouvant atteindre 5 cm. Elle contient fréquemment en inclusions des petits globules de spinelle vert.

Exceptionnellement elle peut être biaxe positif, mais en général, $2V_{np} = -68° \text{ à } -80°$.

Comme les cordiérites, elles cristallisent aux dépens de biotites qu'elles contiennent parfois en inclusions sigmoïdes; ces dernières ne sont toutefois pas reprises par les muscovites. Elles sont fréquemment associées sur leur bordure à des oxydes opaques (Fig. 64), ou à du quartz en association symplectique (Fig. 65).

Là aussi, on a eu plusieurs générations, car certaines andalousites automorphes cassées, montrent dans les cassures un deuxième temps de cristallisation (association symplectique très fine avec du quartz : structure en forme de choux-fleur).

Ces andalousites sont :

- soit synchisteuses et allongées dans le plan de schistosité S_1, bien qu'elles ne forment pas de linéation. Dans les schistes cornés, elles sont parfois déformées en cours de cristallisation entre deux plans de schistosité ayant joué en plan de cisaillement (Fig. 66).
- soit post-schisteuses quand elles recoupent nettement le plan S_1 (Fig. 67).

Enfin bien que rarement altérées, elles sont parfois complètement damouritisées, dans certaines roches de la zone à pegmatite.

. biotite (5 à 30%, en moyenne environ 20%) : elles sont en petits cristaux brun-clair à brun-rouge (ce qui traduit une forte teneur en titane), fortement pléochroïques. On en distingue au moins deux générations :

- la première souligne S_1. Elle coexiste parfois avec les grenats, mais peut aussi les contenir en reliques.
- un deuxième type se développe en petites plaquettes non orientées, de même couleur que les premières, mais présentant des associations symplectiques avec le quartz, au contact des plagioclases et des feldspaths potassiques.

Elle est assez rarement altérée dans les cornéennes mobilisées, en chlorite dispersive, rutile en petites aiguilles, à faciès sagénite, en oxydes opaques et très rarement pumpellyite. Elle recristallise parfois en biotite verte; la couleur verte semble dans certains cas liée à la proximité des grenats et correspond peut-être alors à un état différent d'oxydation du fer.

Trois analyses chimiques ont été faites sur des biotites purifiées à 99% environ (séparateur électromagnétique et élutriateur) ; il reste toutefois des traces de chlorite décelées aux rayons X. Les analyses ont été faites par voie

humide; les résultats sont donnés dans le tableau ci-dessous.

Echantillon	N° 42	N° 43	N° 44
Oxydes			
SiO_2	34,25	34,25	34,60
Al_2O_3	20,40	20,65	19,60
Fe_2O_3	8,50	9,80	7,15
FeO	15,20	15,40	16,65
MgO	8,20	7,60	7,65
CaO	0,45	0,55	0,80
Na_2O	0,50	0,35	0,40
K_2O	6,90	6,30	7,50
TiO_2	1,30	0,90	1,60
P_2O_5	0,20	0,20	0,15
MnO	0,40	0,25	0,40
H_2O+	3,70	4,30	3,00
H_2O-	0,10	0,25	0,05
CO_2			
Total	100,10	100,80	99,45

Les formules structurales calculées sur la base de 24 (0,0H) sont :

Echantillon	N° 42	N° 43	N° 44
Si	6,490	6,283	6,830
Al	1,510	1,717	1,170
Al	3,038	2,740	3,383
Ti	0,185	0,185	0,238
Fe^{+3}	1,207	1,349	1,058
Fe^{+2}	2,400	2,354	2,738
Mn	0,065	0,038	0,067
Mg	2,330	2,090	2,266
Ca	0,091	0,108	0,170
Na	0,182	0,122	0,154
K	1,668	1,476	1,889

- <u>muscovite</u> (0 à 20 %, en moyenne environ 10 %) :

On en distingue au moins quatre générations :

- la première est associée à la biotite dans la schistosité S_1 (dans

les schistes cornés les moins métamorphiques).

- la deuxième cristallise auxdépens des premières biotites auxquelles elle est associée lamelle par lamelle, à proximité des cordiérites (Fig. 61).

On reconnaît en général ce type par sa biréfringence plus faible (teintes de polarisation du milieu du premier ordre).

- la troisième est peu abondante (petites plaquettes non orientées). Elle présente, comme certaines biotites, des associations symplectiques avec du quartz au contact des feldspaths potassiques et des plagioclases.

- enfin la quatrième se présente en grandes plages millimétriques très poecilitiques. Dans le faciès où la schistosité a été préservée, on peut voir qu'elle recoupe nettement S_1.

. feldspaths potassiques (0 à 20 %, en moyenne environ 2 %) : il s'agit surtout d'orthose, parfois de microcline le plus souvent fortement perthitique.

Ils sont généralement en grandes plages millimétriques xénomorphes ou automorphes, fréquemment poecilitiques (inclusions de cordiérite, quartz, biotite, muscovite).

Occasionnellement, un type d'altération bien spéciale semble se traduire par la cristallisation de séricite et de chlorite, aux dépens de la partie potassique, les flammèches d'albite restant intactes.

. feldspath plagioclase (0 à 30 %, en moyenne environ 10 %) : il se présente en cristaux automorphes fréquemment bien zonés (généralement plus calciques en bordure qu'au coeur), ce qui a empêché sa détermination précise par la méthode des liqueurs d'indice.

Il apparaît d'abord sensiblement en même temps que les premières andalousites, car on n'en a jamais rencontré dans les faciès micaschistes à cordiérite.

Un autre type présente des bourgeons myrmékitiques au contact des feldspaths potassiques.

Les teneurs en An déterminées optiquement indiquent qu'il s'agit d'une andésine (An_{30} à An_{50}, plus généralement An_{45}).

. quartz (10 à 50 %, en moyenne environ 25 %) : il est poecilitique par rapport aux autres minéraux et les cloisonne parfois. Il se présente en petits cristaux xénomorphes ou en grandes plages engrenées dans les cornéennes mobilisées (aussi en globules dans les cordiérites ou en association symplectique à la périphérie des andalousites, biotites, muscovites).

. apatite : souvent en grands cristaux automorphes dans les biotites.

. zircon : assez abondant, le plus fréquemment en petits cristaux, il peut se présenter en grands cristaux automorphes limpides, parfois cassés ou tordus, ou en agrégats poecilitiques xénomorphes.

. spinelle : il s'agit d'un spinelle vert-sombre (hercynite?) fréquent en petits granules dans les andalousites et parfois dans les cordiérites.

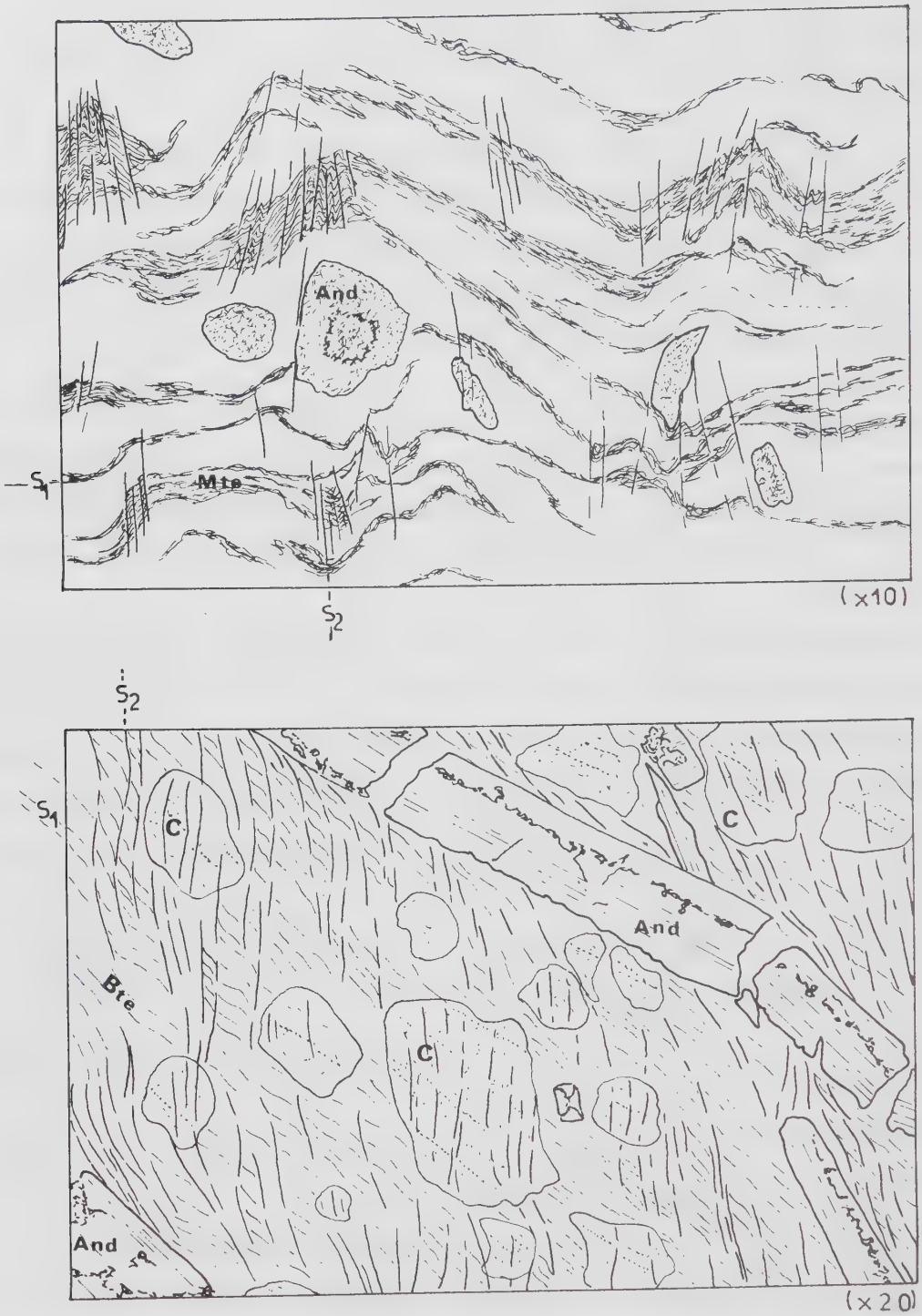


Fig.67 - Schistosité S_2 recoupant les minéraux syn-et post-schisteux de phase 1.

And andalousite **C** cordiérite **Bte** biotite **Mte** muscovite

. opaques (0 à 5%, en moyenne environ 1 %) : ils peuvent se présenter en petits cristaux plus ou moins rougeâtres (hématite?) ; on peut les trouver en inclusions dans les cordiérites ou à la périphérie des andalousites (Fig. 64).

. graphite : il existe probablement, en petites paillettes (aiguilles allongées en section) , parfois très abondant; on a pu le confondre avec les oxydes opaques.

. séricite : c'est un minéral d'altération des cordiérites (pinite) , des andalousites (damourite) et des feldspaths.

. talc : dans la zone à pegmatites, du talc cristallise au lieu de la séricite, en grandes plages monocristallines (biaxe négatif faible) .

. épidote : il s'agit généralement de clinozoïsite, minéral d'altération des plagioclases, exceptionnellement des cordiérites.

. rutile : il se présente en petites aiguilles (sagénite) , parfois extrêmement abondantes dans les biotites dont il accompagne la chloritisation.

. tourmaline : en petits granules automorphes ou en aiguilles pléochroïques parfois assez abondantes.

Notons enfin que la schistosité S_2, lorsqu'elle est présente, recoupe tous ces minéraux (Fig. 67').

3. 1. 3. 3. 3. 2. Séquence carbonatée : skarn à hornblende

Une seule lame mince ayant pu être taillée dans ce faciès très peu représenté (enclave dans une granodiorite de la zone à cordiérite-andalousite près de Malmir) , nous ne le décrirons que sommairement.

Macroscopiquement, il s'agit d'une roche dense, à grain fin, verdâtre, à altération ferrugineuse.

Au microscope, la structure est granoblastique; on peut voir l'association minérale suivante :

+amphibole +plagioclase +clinozoïsite +quartz +calcite +sphène +ilménite +apatite.

. amphibole (environ 40 %) : hornblende légèrement pléochroïque (verdâtre à brune dans certains cas) en petits cristaux xénomorphes.

. clinozoïsite (environ 40 %) : très dispersive, en petits granules engrenés dans la roche ou en filonnets associés à de la calcite.

. quartz (environ 15 %) .

. calcite (environ 2 %) : en petits cristaux dans la roche et en filonnets recoupants.

. sphène-ilménite (environ 3 %) : petits granules de sphène, souvent en liseré autour d'un noyau central d'ilménite.

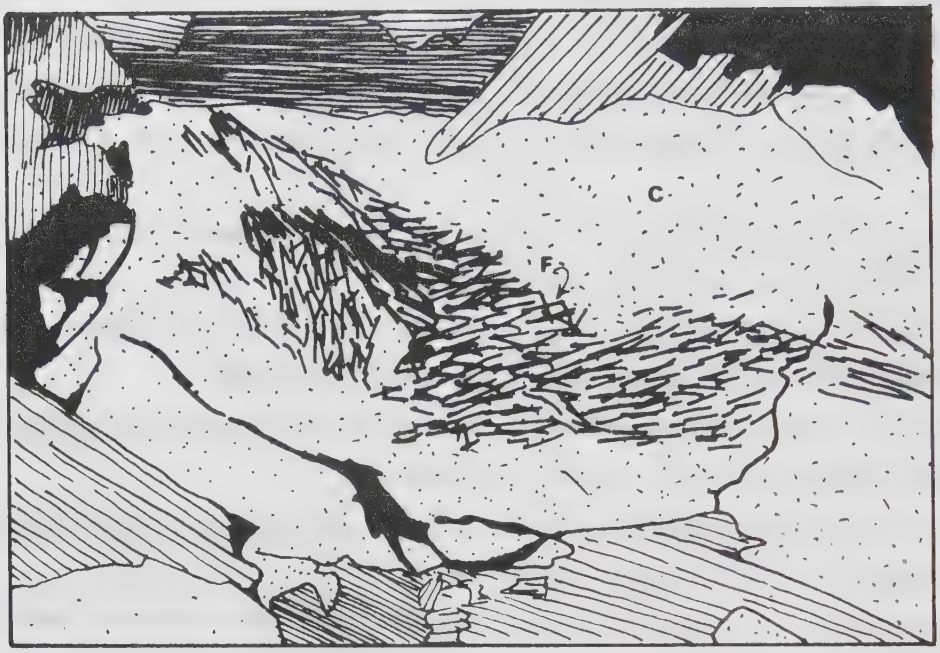


Fig. 68 - (x155) - Croissance simultanée de fibrolite et de cordiérite.

F Fibrolite C Cordiérite

Fig. 69 - (x50) - Croissance simultanée de fibrolite et de plagioclase.

F Fibrolite Pl Plagioclase

3.1.3.3.4. Zone à cordiérite-andalousite-sillimanite

3.1.3.3.4.1. Séquence pélitigue : cornéennes mobilisées à cordiérite-andalousite-sillimanite

Dans certains cas, assez rares il faut le dire, les roches de cette zone ne présentent pas encore de phénomènes de mobilisation; on a alors des schistes cornés à fibrolite. D'une manière générale elles affleurent au coeur du complexe métamorphique et magmatique de Borudjerd, mais on en connaît dans la région de Shatiri (non mobilisées) , et en enclaves centimétriques à demi-métriques dans le granite de Sarsakhti, plus au Nord.

Elles peuvent contenir en abondance des sillimanites prismatiques ayant jusqu'à 7 cm de long, ce qui donne un faciès très caractéristique.

Dans certains cas extrêmes (cf. 3.1.3.3.4.2.) , la roche est même constituée jusqu'à 50 % de sillimanites prismées.

Minéraux principaux

±grenat +cordiérite +andalousite +sillimanite +biotite +muscovite ±feldspath potassique +feldspath plagioclase +quartz.

Minéraux accessoires

±apatite +zircon ±spinelle ±opaques .

Minéraux tardifs

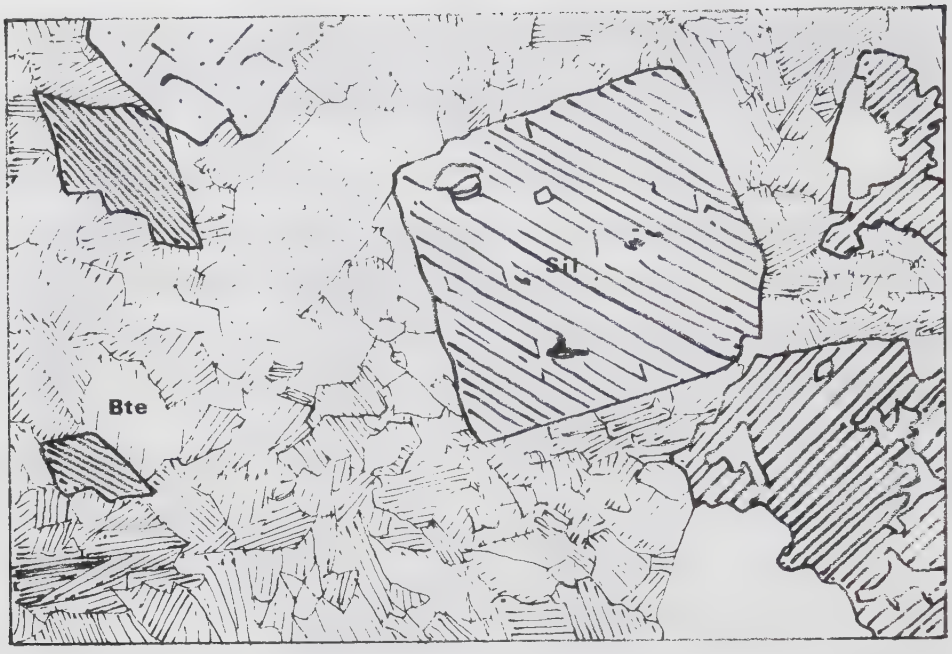
±chlorite ±séricite ±muscovite ±épidote ±rutile ±tourmaline.

Les minéraux sont pour la plupart les mêmes que dans la zone précédente, puisque ces faciès sont seulement l'expression d'un métamorphisme plus poussé ayant affecté le même matériel. Aussi passerons nous beaucoup plus rapidement sur une grande partie des constituants de la roche.

. grenat : comme précédemment il se présente le plus souvent en reliques (cristaux corrodés).

. cordiérite : un autre type de cristaux de cordiérite apparaît ici, qui contient fréquemment dans son coeur des inclusions de sillimanite fibrolite (Fig. 68), parfois un peu de quartz et du feldspath potassique associés en globules. Ces cordiérites cristallisent également aux dépens des biotites qu'elles contiennent en reliques comme dans la zone précédente; cependant, ces biotites ne sont jamais ici reprises par de la muscovite. Les structures illustrées par la figure 68 suggèrent que les cordiérites de ce type et les fibrolites sont synchrones.

. andalousite : elle recristallise en sillimanite prismée, soit à partir du coeur, soit depuis la périphérie . On la trouve alors en relique (Fig. 71).



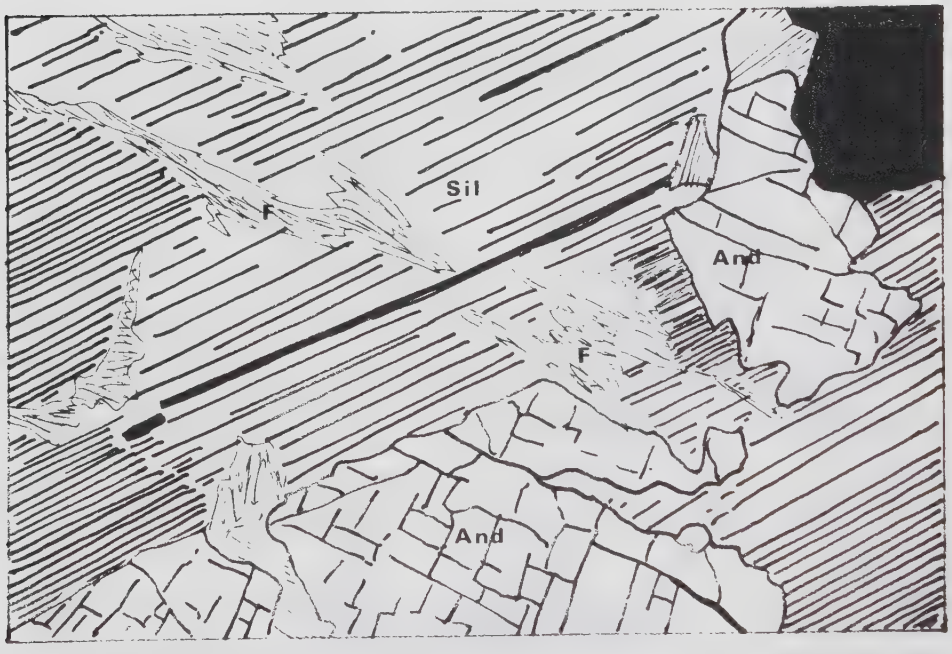
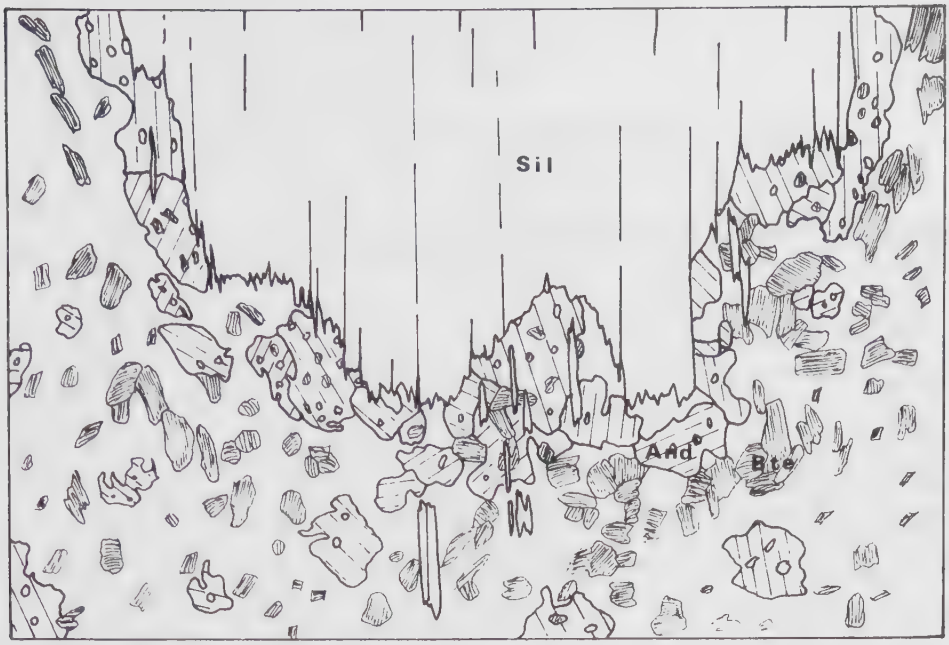


Fig.70 - (x 10) - Séquence hyperalumineuse : sillimanite automorphe et agrégat de biotite. (lumière naturelle).

Sil Sillimanite prismée **Bte** Biotite

Fig.71 - (x155) - Trois générations successives de silicates d'alumine : andalousite, fibrolite et sillimanite prismée.

And Andalousite **F** Sillimanite fibrolite **Sil** Sillimanite prismée



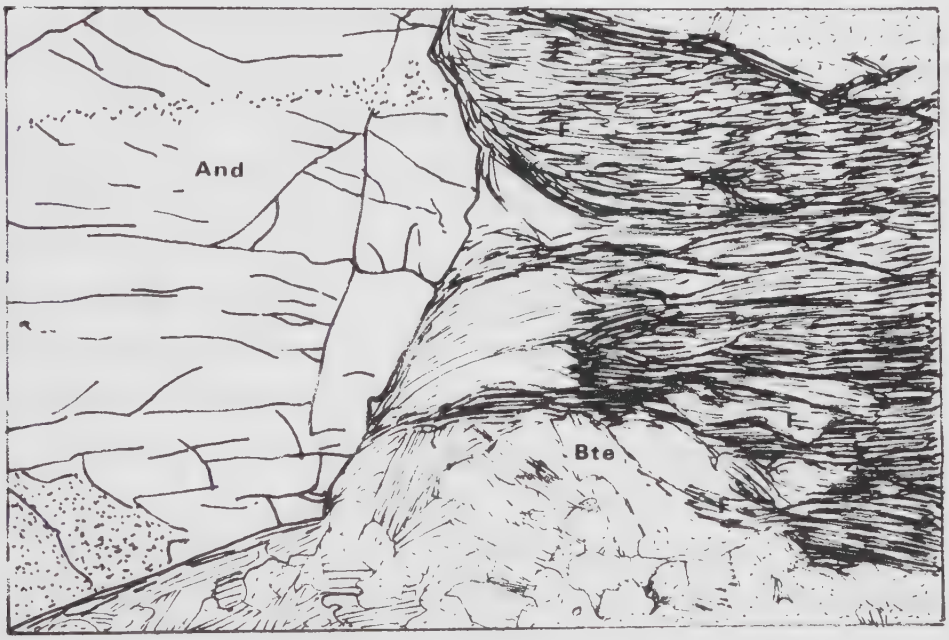


Fig. 72-(X10) · Sillimanite prismée cristallisant aux dépens d'andalousites

Sil sillimanite **And** andalousite

Bte biotite

Fig. 73-(X18) · Lit de biotites transformé en fibrolite

F fibrolite **And** andalousite

Bte biotite

. sillimanite (0 à 15%, en moyenne environ 5%) :

On en distingue deux types successifs (Fig. 51) :

- fibrolite cristallisant généralement en épitaxie des biotites (Fig. 73), elle peut aussi dans certains cas recristalliser aux dépens d'andalousite (Fig. 71).

- sillimanite prismatique : elle se présente en grands cristaux à extinction droite par rapport à un clivage (010) généralement visible mais facile à confondre avec des lignes régulières assez épaisses d'inclusions sombres, parallèles entre elles. Cette forme de sillimanite cristallise aux dépens d'andalousites préexistantes et de fibrolite qui se retrouvent souvent en inclusions à l'intérieur des prismes (Fig. 71-72). A la limite entre les anciennes andalousites et les nouvelles sillimanites, lorsqu'il y a transformation, on note souvent la présence abondante de spinelle vert en granules (hercynite), ce qui suggère une certaine teneur en fer pour les andalousites.

De plus, les sillimanites prismées montrent fréquemment des associations symplectiques, parfois micrographiques, avec un peu de quartz.

. biotite : comme précédemment; de plus, on la trouve souvent en agrégats plus ou moins orientés autour des sillimanites prismées. Dans les faciès peu mobilisés, des lits entiers sont parfois recristallisés en fibrolite; on ne remarque alors généralement aucun feldspath potassique associé.

. muscovite: mêmes observations que dans la zone précédente.

. feldspath potassique : comme précédemment, il s'agit d'orthose perthitique, parfois d'un peu de microcline. On a pu trouver dans certains cas de l'orthose en cristaux amiboïdes, poecilitique par rapport à des inclusions sigmoïdes de biotite transformée en fibrolite (comme les autres biotites de la roche) .

. feldspath plagioclase : on peut voir ici un nouveau type de plagioclase; il contient de la fibrolite en inclusions dans une zone centrale dont les limites dessinent les formes du cristal (Fig. 69) ou les zonations; ce plagioclase et la fibrolite semblent donc synchrones (ces structures sont identiques à celles décrites précédemment à propos de la cordiérite) .

Ce type de plagioclase est représenté par des cristaux frais, bien mâclés, subautomorphes et non myrmékitiques, parfois légèrement zonés (généralement moins calciques vers la périphérie) . Des mesures optiques ont montré qu'il s'agissait également d'une andésine (An 40) .

. minéraux accessoires et tardifs : ce sont les mêmes que dans la zone précédente.

3. 1. 3. 3. 4. 2. Séquence hyperalumineuse

Bien qu'affleurant ponctuellement, on retrouve ces faciès curieux à plusieurs endroits (Kalah Djoub, Ghapun Bari ...) . Ils traduisent une composi-

tion globale fortement alumineuse et ferromagnésienne. La roche montre un agrégat de sillimanites automorphes diversement orientées, de trois à sept centimètres de longueur, prises dans une matrice sombre de biotite (Fig. 70).

La paragenèse est la suivante :

+sillimanite (50 %) +biotite (40 %) +spinelle ±apatite ±quartz.

3. 1. 3. 3. 4. 3. Séquence carbonatée : skarn à wollastonite

Une lentille d'origine calcaire a été trouvée à un kilomètre au Nord de Maru. Il s'agit d'un affleurement réduit d'une vingtaine de mètres de longueur.

On peut y voir parfois des amas minéraux de plusieurs dizaines de centimètres de diamètre. Certains constituants comme le grenat peuvent être isolés et automorphes. Dans d'autres cas, la roche montre sur un fond blanc des lits verts sombres, à contours diffus, de ferromagnésiens.

L'association minérale est la suivante :

+wollastonite +diopside +hornblende +grenat +pistacite +zoïsite +clinozoïsite +anorthite +sphène +calcite +quartz +scapolite +graphite.

. grenat : en grands cristaux automorphes rose brunâtre, poecilitiques, ou en amas d'une dizaine de centimètres. Les compositions de deux échantillons calculées d'après les indices de réfraction et les mailles (H. G. WINCHELL, 1958, in D. H. Z., 1963, Vol. 1, p. 83) donnent respectivement :

maille	indice	grossulaire	andradite	pyrope
11,841	1,755	77	13	10
11,844	1,755	78	15	7

(on a supposé que le terme non calcique était entièrement du pyrope, et non de l'almandin).

. wollastonite : on trouve ce minéral en grands cristaux allongés et accolés, formant des gerbes dépassant 20 cm de long.

. diopside : il se présente en cristaux aux contours arrondis.

. hornblende verte : on la trouve en cristaux trapus automorphes. Elle coexiste toujours avec le diopside. Elle est poecilitique et xénomorphe dans les faciès clairs lités.

. anorthite : associée avec le quartz elle forme une mosaïque de petits cristaux. Dans ce cas on note la présence de sphène en globules ou en cristaux automorphes parfois mâclés.

. épidote : on la trouve disséminée dans la roche et également associée à des plages xénomorphes de calcite dans les grenats où elle semble être alors un produit de déstabilisation.

On observe parfois de grands cristaux automorphes zonés de zoïsite et clinozoïsite.

. graphite : il apparaît en amas dans les fissures de la roche.

Remarque : un banc de calcaire siliceux situé au contact du granite adventif de Marubek a été transformé en skarn; il est interprété comme étant dû à un métamorphisme de même type. Il présente l'association minérale suivante : +wollastonite +diopside +grossulaire +vésuvianite +plagioclase +quartz +calcite +pistacite +oxydes opaques.

3.1.3.3.5. Séquences particulières

3.1.3.3.5.1. Séquence arénacée : métaarkose

Ces niveaux se rencontrent indifféremment dans toutes les zones du métamorphisme. Leur origine arkosique, vraisemblable comme nous allons le voir, ne permet pas une grande diversité de recristallisations, et un classement en zones isométamorphiques; nous les avons regroupés ici sous le nom de métaarkoses.

On les trouve,par exemple, dans la zone à cordiérite-andalousite, à 2 Km à l'Ouest de Malmir et à 500 m à l'Ouest de Kemereh; dans la zone à cordiérite-andalousite-sillimanite, à1 Km à l'Ouest de Ghapun Bari.

L'unité des leptynites est composée, nous l'avons vu, de roches de ce type. Aux environs de Zarnan, elles ont subi un métamorphisme atteignant localement la zone à fibrolite. Malgré la différence d'intensité du métamorphisme, leurs anciennes structures sédimentaires sont rarement effacées. On peut ainsi reconnaître, parfois, des passées microconglomératiques indiquant la polarité des lits.

La roche est généralement blanc-jaunâtre, avec des yeux centimétriques.
- Dans les faciès les moins métamorphiques : les yeux feldspathiques, toujours altérés ou cassés sont fréquemment entourés d'un liseré albitique.

Dans le reste de la roche les quartz sont recristallisés en plaquettes étirées dans la shistosité S_1. Les minéraux phylliteux, souvent absents, sont représentés par de la chlorite et de la muscovite. Le feldspath potassique, quand il existe, est du microcline xénomorphe. Enfin les plagioclases sont souvent abondants et d'origine détritique.
- Puis, pour un métamorphisme plus fort, la structure devient plus grenue, mais la schistosité ne disparaît jamais. Ainsi la biotite fait place à la muscovite; des plagioclases automorphes sont présents; le quartz devient amiboïde. Les yeux sont peu à peu transformés en microcline perthitique, poecilitique par rapport à des plagioclases subautomorphes non myrmékitiques et à du quartz. Par con-

tre, des myrmékites apparaissent dans les plagioclases de la roche au contact des yeux.

- Dans les faciès les plus métamorphiques, la schistosité, toujours présente peut parfois être déformée par un début de mobilisation. De temps en temps, dans ce faciès, s'individualisent quelques filons quartzofeldspathiques à structure équante.

Dans les yeux le microcline peut n'apparaître plus qu'en relique au sein d'une orthose perthitique parfois maclée Carlsbad. Dans le reste de la roche, la biotite, quand elle existe, peut être transformée en fibrolite.

- Une génération de minéraux tardifs recoupants est souvent présente. Il s'agit de muscovite, chlorite, tourmaline, prehnite en filonnets.

3.1.3.3.5.2. Séquence volcanique et volcano-détritique basique

Quelques niveaux basiques décrits dans le complexe volcano-sédimentaire (filons, Lgs), ont été repris par un métamorphisme de degré élevé. Nous pouvons donc ajouter aux trois séquences précédentes une séquence basique.

Cependant, nous n'avons pas pu établir de zonéographie, en raison de l'hétérogénéité du matériel originel et du caractère ponctuel de ses affleurements.

Dans les zones les plus métamorphiques, l'association minérale est la suivante :

Minéraux magmatiques (pour mémoire)

+diopside ±hornblende +plagioclase.

Minéraux néoformés

+hornblende brune ou verte +plagioclase ±microcline ±quartz.

Minéraux tardifs

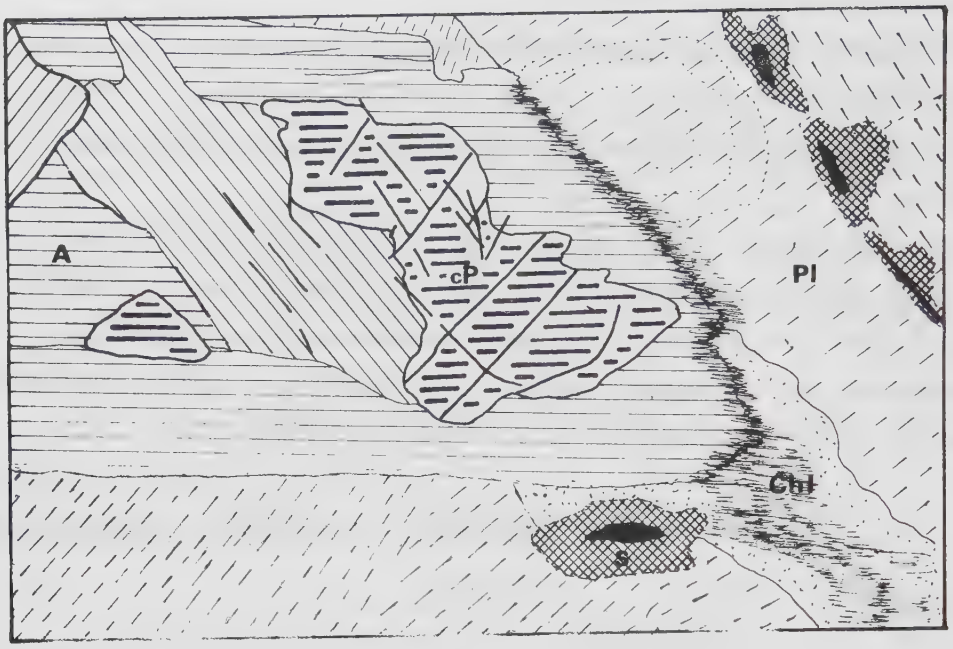
±chlorite ±séricite ±calcite ±oxydes opaques.

Les minéraux néoformés sont synchisteux (S_1^s) .

. hornblende verte (jusqu'à 30 à 40 %) : elle est automorphe, très souvent poecilitique par rapport à des reliques de diopside, à du microcline et du plagioclase ancien (Fig. 74-75) . Elle fait place parfois à de la hornblende brune mais ne lui est jamais associée.

. plagioclase (oligoclase-andésine) : il moule les amphiboles et se rassemble préférentiellement dans certains niveaux. Il se présente souvent en cristaux frais, en liseré autour d'un noyau altéré plus ancien.

Ces faciès ont été recoupés par des filonnets à minéraux tardifs (prehnite, pumpellyite, albite, quartz, calcite) .



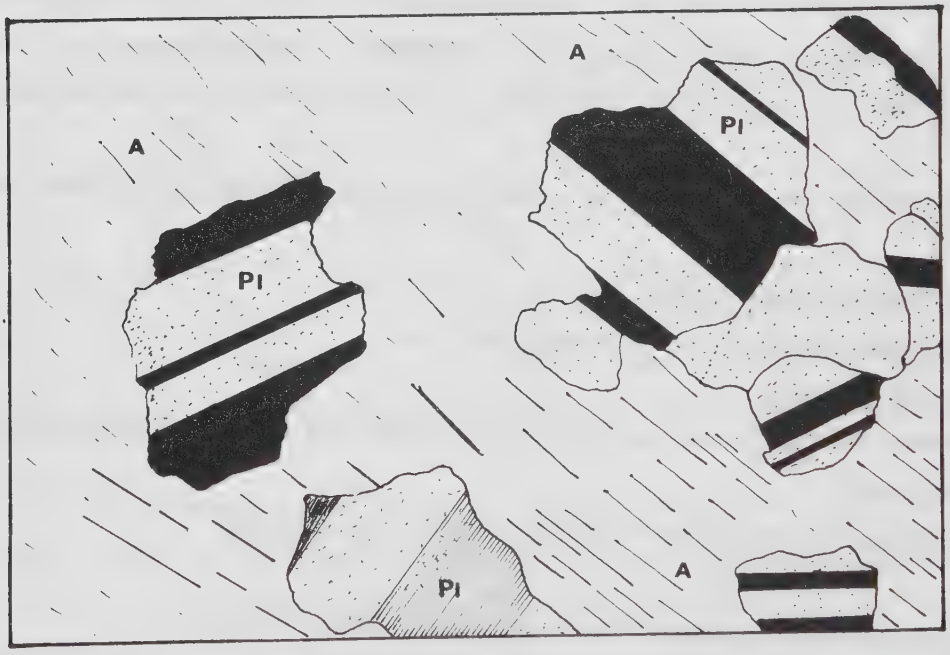


Fig.74-(x50) - Relique de diopside dans une hornblende verte

cP Clinopyroxène (diopside) **A** Amphibole (hornblende verte)

Pl Plagioclase **S** Sphène + Ilménite **Chl** Chlorite + Albite (secondaires)

Fig.75 (x40) - Hornblende verte pœcilitique par rapport à des plagioclases

A Amphibole **Pl** Plagioclase

3.1.3.4. Pétrogenèse et chronologie des cristallisations

On peut donc dire que les associations minérales des roches métamorphiques du complexe de Borudjerd montrent une suite complexe de réactions accompagnées parfois de mobilisations assez poussées.

Dans ce paragraphe, nous allons essayer de dégager, en passant en revue les différents minéraux, l'ordre des cristallisations dans la séquence pélitique qui est la plus démonstrative (Fig. 76). Nous préciserons également, quand cela est possible et bien visible, le processus des réactions.

Gardons à l'esprit que le métamorphisme est progressif, à la fois, dans l'espace et le temps, et donc que l'évolution chronologique des cristallisations en un point situé dans les roches les plus métamorphiques du complexe est à priori la même que l'évolution spatiale que l'on observe en allant des faciès les moins métamorphiques vers les plus métamorphiques.

- muscovite :

  - avec la chlorite, c'est le premier minéral à cristalliser, car on le trouve dans les schistes noirs, orienté dans la schistosité S_1.
  - une deuxième génération se développe aux dépens des biotites, en même temps que cristallisent les cordiérites.
  - la troisième génération vient après une phase où la muscovite est instable (cristallisation des silicates d'alumine pendant laquelle nous n'avons jamais observé de formation de muscovite).
  - la quatrième génération, qu'on retrouve dans tous les faciès, est tardive, car elle recoupe la schistosité et elle est poecilitique par rapport aux autres minéraux.

- chlorite :

  - la première est associée à la muscovite synschisteuse.
  - une génération tardive apparaît qui recoupe la schistosité S_1 et déstabilise les minéraux ferromagnésiens.

- quartz :

  c'est un minéral ubiquiste, présent au départ dans les schistes noirs sous forme détritique, et qui cristallise tout au long de l'évolution du complexe.

- biotite :

  - la première génération est synschisteuse. Elle cristallise après les muscovites et les chlorites 1, en même temps que les grenats, puis aux dépens de ceux-ci.
  - après une période d'instabilité au cours de laquelle cristallisent les cordiérites, et les silicates d'alumine, vient une deuxième génération (association symplectique avec du quartz), non orientée. Des biotites de ce type déstabilisent également les grenats.

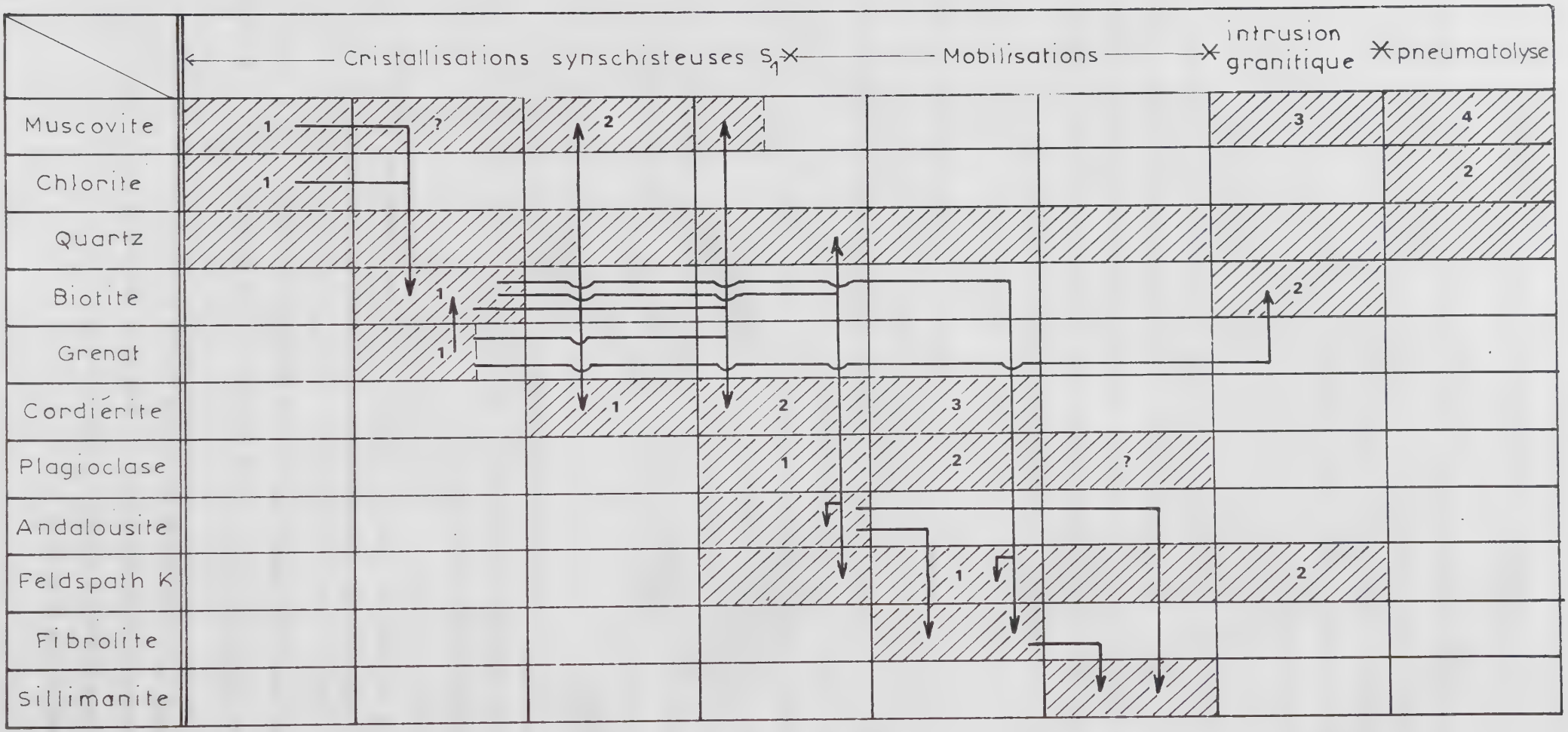


Fig. 76 - Tableau récapitulatif des principales réactions minérales de la séquence pélitique

. grenat :

il apparaît dans les micaschistes, associé aux biotites 1 dans la schistosité. Il est ensuite déstabilisé en biotite, puis en cordiérite.

On aurait alors une réaction du type (1) suivant le modèle proposé par F. J. TURNER (1968, p. 128) (Fig. 58) .

$$\underset{\text{biotite}}{\left[Si_3 Al O_{10}/(OH)_2\right] K(Mg,Fe)_3} + 3(Si O_4)_3 Al_2 \underset{\text{almandin}}{(Fe,Mg)_3} \dashrightarrow \quad (1)$$

$$\underset{\text{cordiérite}}{(Si_5 Al O_{18})(Mg,Fe)_2 Al_3} + \underset{\text{muscovite}}{\left[Si_3 Al O_{10}/(OH)_2\right] K Al_2} + 4 Si O_2 + 10(Mg,Fe)O$$

. cordiérite :

- la première génération apparaît dans les micaschistes où elle est synschisteuse. Nous avons décrit des structures montrant qu'elle cristallisait aux dépens des biotites, avec libération de muscovite (fixation du potassium libéré à l'issue de la réaction (2)) .

On aurait donc une réaction du type :

$$\underset{\text{biotite}}{\left[Si_3 Al O_{10}/(OH)_2\right] K(Mg,Fe)_3} + 3 Al_2 O_3 + 5 Si O_2 \dashrightarrow \quad (2)$$

$$\underset{\text{cordiérite}}{(Si_5 Al O_{18})(Mg,Fe)_2 Al_3} + \underset{\text{muscovite}}{\left[Si_3 Al O_{10}/(OH)_2\right] K Al_2} + (Mg,Fe)O$$

- elle cristallise probablement encore en même temps que l'andalousite, quoique nous n'en ayons jamais vu l'évidence.

- une autre génération enfin cristallise en même temps que la fibrolite; la muscovite ne s'observe alors plus comme sous-produit de la réaction, et le minéral potassique formé est probablement de l'orthose (que l'on trouve parfois en petits globules à l'intérieur de ces cordiérites) .

. plagioclase :

- il apparaît pour la première fois avec l'andalousite dans les schistes cornés.

- il cristallise ensuite en même temps que la fibrolite et probablement aussi en même temps que les sillimanites prismées.

. andalousite :

Elle cristallise pour la première fois dans les schistes cornés où elle est synschisteuse. Elle peut aussi recouper S_1.

Elle est ensuite déstabilisée en sillimanite.

Sa réaction de formation, aux dépens des biotites, libère de l'orthose et non plus de la muscovite.

. feldspath potassique :

- il cristallise en même temps que les silicates d'alumine; il s'agit alors d'orthose.

- du microcline représente vraisemblablement une génération tardive, car nous avons vu que le premier minéral potassique (de basse température) qui cristallisait avant l'andalousite était plutôt de la muscovite.

. fibrolite :

Elle cristallise en épitaxie des biotites, puis aux dépens d'andalousite. Le potassium libéré se fixe également dans de l'orthose qu'on lui trouve alors parfois associée. La réaction de formation est donc du type classique (G. H. FRANCIS, 1956, in D. H. Z., 1963, Vol. 3, p. 73) :

$$\underset{\text{Fe-biotite}}{(OH)_2\,K\,Fe_3\,Al\,Si_3\,O_{10}} + Al_2\,O_3 + Si\,O_2 \dashrightarrow \underset{\text{orthoclase}}{K\,Al\,Si_3\,O_8} + \underset{\text{sillimanite}}{Al_2\,Si\,O_5} + 3\,Fe\,O + H_2\,O \qquad (3)$$

. sillimanite prismée :

Elle cristallise aux dépens des andalousites et des sillimanites fibrolites.

. séricite-talc-épidote-tourmaline-rutile-oxydes opaques (en partie) :

Ce sont des minéraux tardifs, produits d'altération des autres, cristallisant en même temps que muscovite 4 et chlorite 2.

On peut donc dégager la chronologie suivante des cristallisations, dans leurs rapports avec les déformations, les mobilisations (qui rappelons-le apparaissent dans les faciès à andalousite), et la venue postérieure du granite :

Minéraux synschisteux :

Muscovite 1 et 2, chlorite 1, quartz (en partie), biotite 1, grenat, cordiérite 1, (plagioclase?), andalousite (en partie).

Apparaissent alors les premières mobilisations au sein du complexe, qui recoupent la schistosité et la font parfois disparaître.

Minéraux post-schisteux :

1 - Quartz, cordiérite (en partie), plagioclase, andalousite (en partie), orthose, fibrolite, sillimanite prismée.

2 - Biotite 2, muscovite 3, microcline.

3 - Chlotite 2, muscovite 4, minéraux tardifs.

Comme on peut le voir, ces minéraux sont indicateurs de température de cristallisations différentes :

- Les minéraux du groupe 1 indiquent une température croissante; ils correspondent à un métamorphisme d'intensité élevée (au cours duquel les minéraux des autres groupes n'étaient pas stables).

- Les minéraux du groupe 2 sont tardifs; ils correspondent à une température plus faible, et nous les interprétons comme des minéraux rétromorphiques

liés à l'arrivée du granite.

- Les minéraux du groupe 3 sont des minéraux de basse température qui déstabilisent ou recoupent tous les minéraux précédents; nous les interprétons comme liés à la phase pneumatolytique finale du granite (tourmaline, talc...). Nous verrons plus loin en effet qu'on les trouve également dans le granite et les roches basiques.

3.1.3.5. Zonéographie du métamorphisme

Grâce aux associations minérales observées en lame mince et à quelques échantillons macroscopiques, nous avons pu tracer de manière assez précise une carte d'isogrades (Fig. 77). Nous avons pris pour limites l'apparition de la cordiérite, puis de l'andalousite, de la fibrolite et de la sillimanite prismée (dans l'unité des leptynites, on a distingué une zone à biotite).

Il ressort de cette carte :

- que les zones à métamorphisme élevé (haute température, cf. 3.1.3.6) sont limitées dans l'espace à une bande étroite allongée dans une direction NW-SE, et encadrées au Nord et au Sud par des roches épimétamorphiques. Le passage entre les diverses zones de métamorphisme étant progressif, on a là un bel exemple de dôme thermique,

- que le dôme n'est pas régulier et présente plusieurs culminations pouvant correspondre ou non à des granites (Ghapun Bari, Kalah Djoub, Malmir, Zagheh, Gusheh, Marubek, Shatiri, Zarnan, Sarsakhti),

- que le granite principal (granite de Kemereh-Malmir) est grossièrement confondu avec le dôme thermique mais légèrement décalé vers le Sud Ouest,

- que les zones d'affleurement des roches basiques ne correspondent pas toujours aux culminations du dôme.

3.1.3.6. Conditions du métamorphisme

Dans ce paragraphe, également, nous raisonnerons uniquement sur la séquence pélitique du complexe métamorphique de Borudjerd. Nous avons vu que le métamorphisme du complexe est progressif; tous les stades intermédiaires peuvent être observés, puisque les paragenèses représentées s'étalent depuis le début du faciès Schiste vert, jusqu'à des degrés extrêmement élevés, accompagnés de mobilisations abondantes.

Nous nous contenterons ici d'essayer d'évaluer les conditions thermodynamiques extrêmes atteintes au coeur du dôme thermique en fonction des paragenèses minérales, en particulier celles des silicates d'alumine, dont les do-

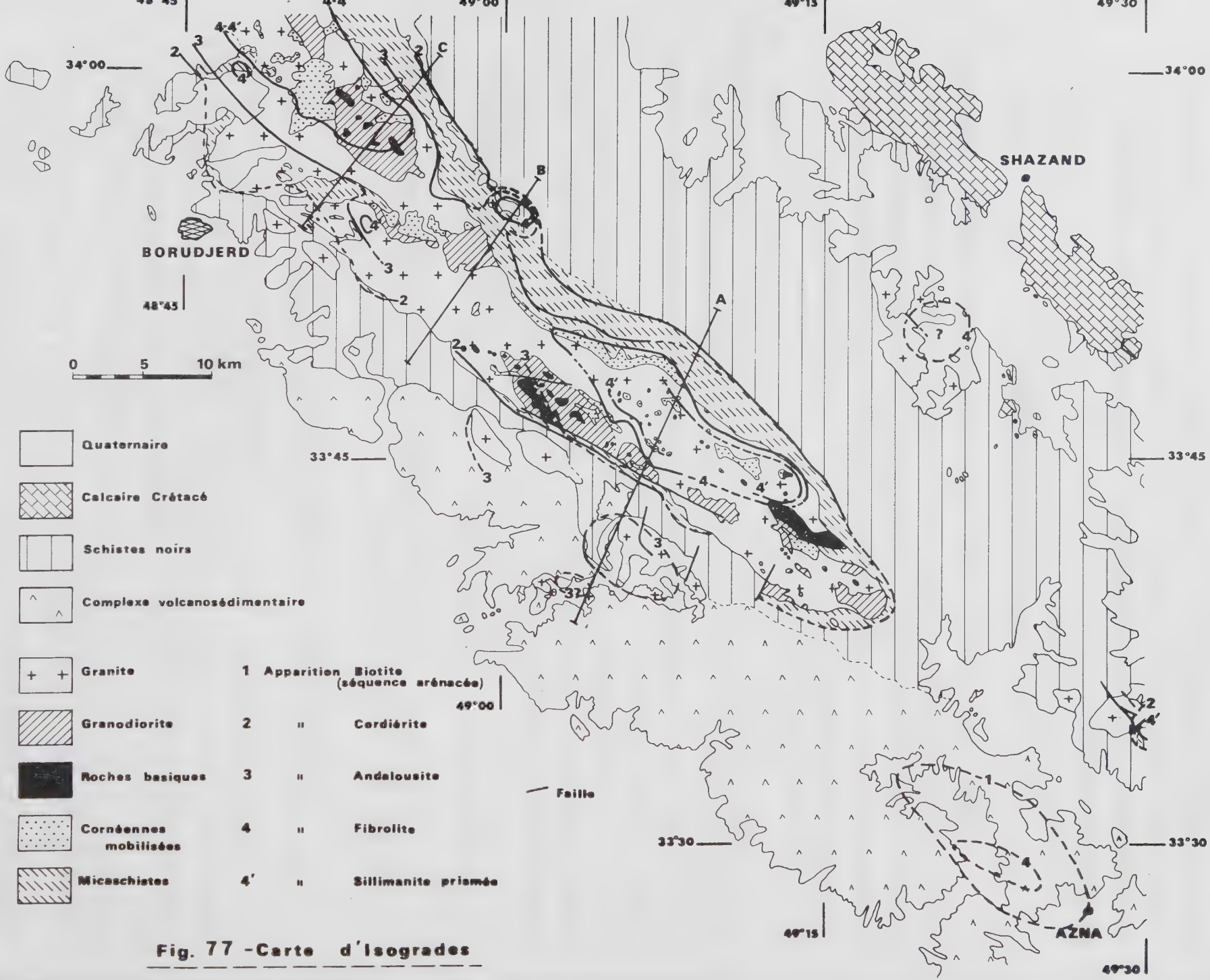
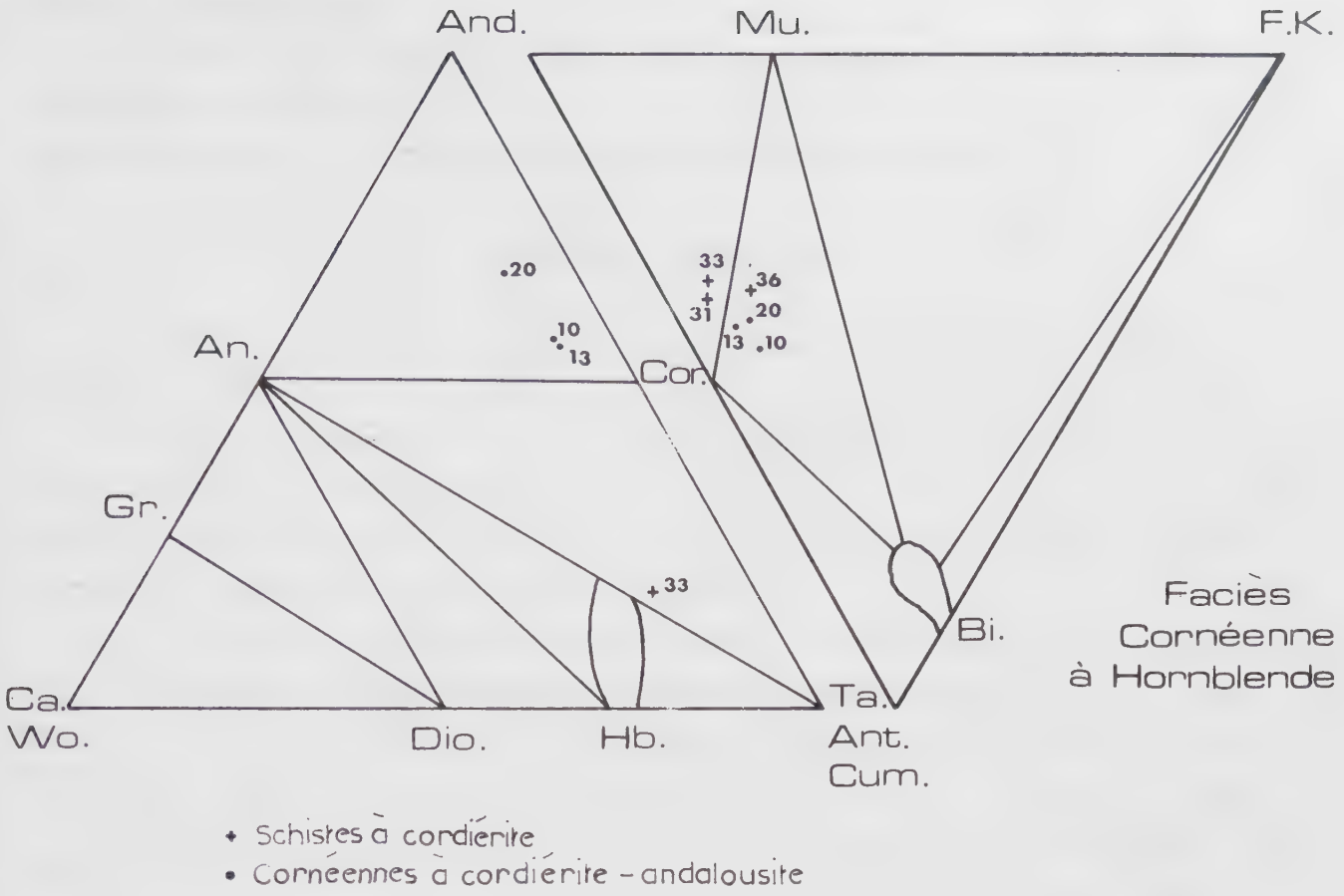


Fig. 77 -Carte d'Isogrades



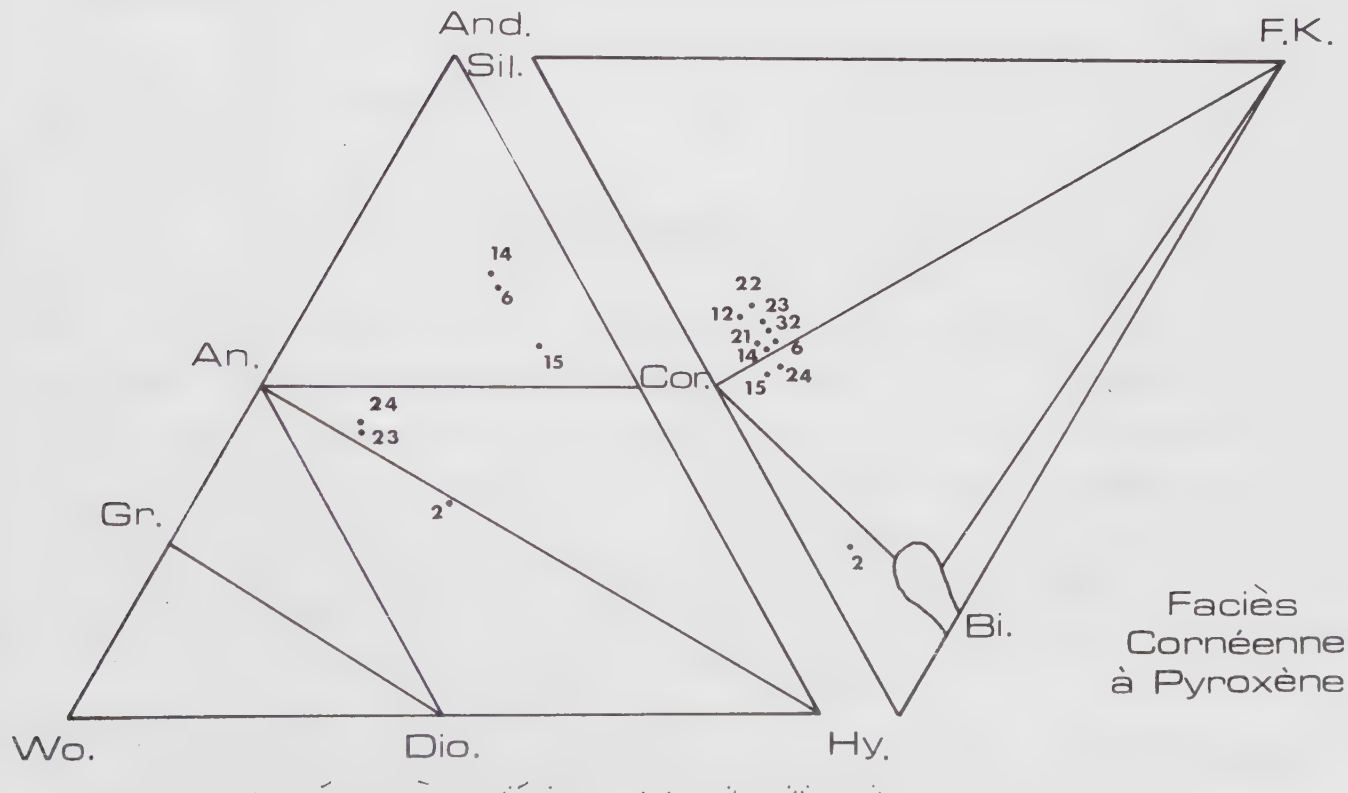


Fig. 78 –Diagrammes ACF-A'KF de H.G.F. WINKLER

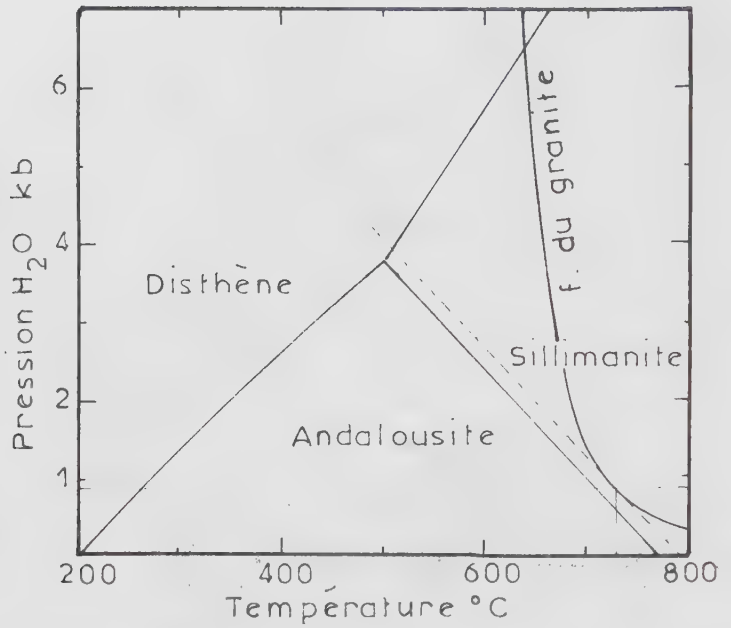


Fig. 79 - Comparaison entre le diagramme de stabilité des silicates d'alumine (M.J. HOLDAWAY, 1971), et la courbe de fusion du granite (LUTH, JAHNS et TUTTLE, 1964).

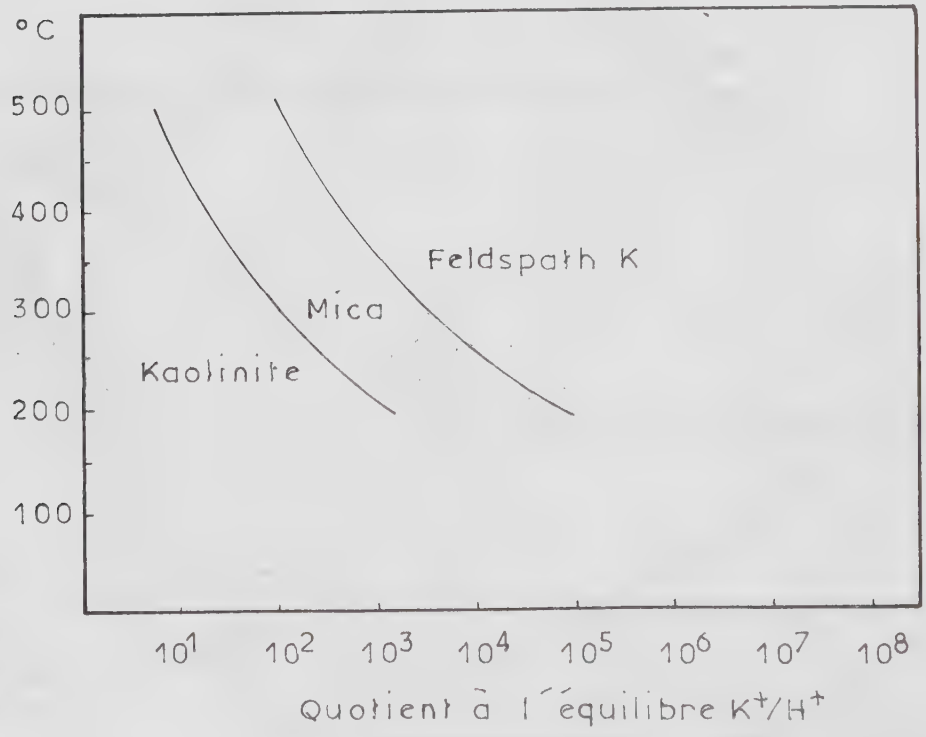


Fig. 80 - Domaine d'équilibre des feldspaths potassiques, des micas et de la kaolinite, en fonction du rapport K^+/H^+ et de la température (d'après HEMLEY, 1959, in HOUSHMAND, 1969).

maines de stabilité sont relativement bien connus.

Nous essayerons également de fixer de manière qualitative les pressions partielles de fluides à l'aide de quelques réactions intermédiaires que nous avons pu observer.

3.1.3.6.1. Faciès métamorphiques

Commençons par replacer les principales zones de paragenèses liées au dôme thermique par rapport à des métamorphismes types connus.

Pour ce faire nous avons utilisé les diagrammes A.C.F.-A'.K.F. de H.G.F. WINKLER (1967). Pour des conditions de pression et de température fixées, ces diagrammes permettent de prévoir la paragenèse métamorphique en fonction du chimisme de la roche.

Les analyses ont été faites uniquement sur des roches de la série pélitique. Cependant les paragenèses déduites pour des roches à tendance plus carbonatée, plus basique ou plus arkosique coïncident avec celles observées microscopiquement.

Il en ressort que les associations minérales sont toutes caractéristiques des faciès Cornéenne (Fig. 78).

- Les deux zones les plus externes (zone à biotite-cordiérite, zone à cordiérite-andalousite) appartiennent au faciès Cornéenne à Hornblende. La température était donc supérieure à 520°C.

- La zone la plus interne (zone à cordiérite-andalousite-sillimanite) appartient au faciès Cornéenne à Pyroxène. La température était donc supérieure à 600-650°C.

3.1.3.6.2. Conditions thermodynamiques du métamorphisme

Pour la stabilité des silicates d'alumine, nous utiliserons le travail récent de M.J. HOLDAWAY (1971), qui place le point triple à 501°C, 3;76 k.b. En effet, quoique la température de ce point varie assez peu suivant les auteurs, la tendance actuelle semble être de le placer à pression beaucoup plus basse que celle qu'on admettait antérieurement. De plus comme nous le verrons, une telle pression est parfaitement compatible avec ce que nous connaissons des associations minérales du complexe métamorphique et magmatique de Borudjerd.

De l'observation de ce diagramme (Fig. 79), une première conclusion s'impose :

C'est que, en tout état de cause, la pression totale P_t (que nous supposerons égale à P_{H_2O}) était inférieure à 3,76 k.b; en effet, on observe toujours la transformation andalousite-sillimanite, et non pas disthène-sillimanite, ce qui serait le cas si P_t était supérieure à 3,76 k.b.

De plus, on ne passe jamais par le champ de stabilité du disthène, et le premier silicate d'alumine formé est toujours de l'andalousite. Il serait donc possible de fixer avec plus de précision cette pression maximale si l'on disposait d'une courbe d'équilibre pour la transformation biotite-silicates d'alumine (que l'on observe effectivement, rappelons le) : cette pression maximale serait celle fixée par le point d'intersection de ladite courbe avec la limite des domaines de stabilité respectifs du disthène et de l'andalousite; la pression doit en effet être telle que, pour une température croissante, le premier silicate d'alumine formé soit de l'andalousite et non du disthène. Malheureusement, dans l'état actuel des connaissances, une telle courbe n'est pas disponible, car les transformations des biotites dépendent essentiellement de leur rapport Fe/Mg (F. J. TURNER, 1968, p. 118-125).

Cependant, une approche quantitative plus précise est possible; observons en effet la courbe de fusion du granite portée sur la figure 79 (W. C. LUTH, R. H. JAHNS et O. F. TUTTLE, 1964). Cette courbe représente la température de fusion (et de cristallisation) d'un système granitique ternaire Q-Ab-Or, saturé en H_2O. Nous pensons pouvoir l'utiliser comme indicateur de la température minimale d'apparition de mobilisat (de composition granitique) dans les roches métamorphiques du complexe. En effet :

- la conséquence d'une P_{H_2O} plus faible que la pression totale serait de déplacer la courbe vers la droite (températures de fusion plus élevées),
- nous verrons également plus loin (cf. 3.1.5.) que l'adjonction d'anorthite au système Q-Ab-Or-H_2O aurait un effet similaire,
- seule la présence de fluides pneumatolytiques (chlore, fluor...) pourrait abaisser cette température. Or, nous savons que, à ce stade des cristallisations, ils n'apparaissent pas dans la minéralogie de la roche (cf. 3.1.3.4); leur fraction molaire devait donc être faible.

Nous pouvons voir que cette courbe est tout entière située au-delà du champ de stabilité de l'andalousite. Par conséquent, les premières mobilisations (si nous admettons l'exactitude des courbes utilisées) ne devraient pas se produire dans la zone à andalousite-cordiérite; or, nous avons vu que ce n'était pas le cas, puisque précisément les premières mobilisations apparaissent dans cette zone. Comment est-ce possible? Suivons M. J. HOLDAWAY :

"Au stade actuel de la connaissance des silicates d'alumine, l'application de ce diagramme à la nature ne devient réaliste que si l'on garde certains problèmes à l'esprit :

- à cause des faibles entropies de réactions, on peut s'attendre à un dépassement considérable des courbes d'équilibre lorsque de nouveaux minéraux apparaissent et que des minéraux instables disparaissent. Le dépassement nécessaire peut être aussi élevé que 50°C ou plus... "

Il explique d'autre part que la fibrolite a une énergie libre bien supérieure à celle de la sillimanite normale, et que par conséquent, on peut s'attendre à la voir se former à température beaucoup plus basse. Pour la transformation à partir de muscovite, il fixe le dépassement nécessaire à 9°C.

En conséquence, les premiers faciès mobilisés que nous observons ne contenant même pas de fibrolite, on peut penser que la pression totale réelle a le plus de chances de se trouver dans le domaine où les courbes de fusion du granite et de transformation andalousite-sillimanite sont les plus proches, à savoir aux alentours de $P_t = P_{H_2O} = 1$ kb. (1)

Pour une pression telle, le dépassement nécessaire pour que les mobilisations débutent sans que la fibrolite ne cristallise serait de l'ordre de 20°C (en l'absence de fluides autres que H_2O), ce qui semble plausible, compte tenu de l'imprécision des courbes, et du fait que les 9°C ont été fixés pour la transformation à partir de muscovite, et non de biotite, ce que nous observons réellement.

A cette pression, les mobilisations débuteraient à une température $t > 700$°C. De plus, la sillimanite prismatique ayant cristallisé abondamment au centre du dôme thermique, il est probable que la température minimale de cristallisation a été largement dépassée. Cette température minimale, si l'on admet à la suite de M. J. HOLDAWAY un dépassement nécessaire de 50°C, serait, pour une pression $P_t = P_{H_2O} = 1$ kb, de 750°C.

Les conditions thermodynamiques minimales atteintes au coeur du dôme seraient donc

$$P_t \sim 1 \text{ kb}$$
$$t \geqslant 750\text{°C}$$

N.B. : Un essai de géothermométrie par l'étude des inclusions fluides dans les quartz des cornéennes mobilisées s'est révélé infructueux, les températures d'homogénéisation nécessaires étant trop élevées pour la platine chauffante disponible. Cet échec confirme l'ordre de grandeur relatif des pression et température ci-dessus.

3.1.3.6.3. Pression totale et pression fluide - pH

Nous avons donc estimé la pression P_t à 1 kb, ce qui correspond à en-

---

(1) On peut remarquer que, au coeur du dôme thermique adventif de Zarnan (unité des "leptynites"), les mobilisations sont seulement commençantes sous les conditions de cristallisation de la fibrolite. Cela peut s'expliquer simplement par une légère surpression (0, 5 kb par exemple), ce qui est plausible, étant donné la position stratigraphique des "leptynites", en dessous des schistes noirs.

viron trois kilomètres de sédiments. Cette épaisseur est compatible avec ce que nous connaissons de la stratigraphie de la région. Mais quel est le rôle de la pression fluide, et particulièrement de P_{H_2O} dans les recristallisations?

Tout d'abord, le fait que les mobilisations débutent dans la zone à andalousite implique une pression fluide importante. En effet, nous avons vu qu'en l'absence de fluides la courbe de fusion du granite se déplaçait vers la droite. Dans ces conditions, l'anatexie n'aurait plus aucune chance de se produire en dessous de l'isograde à sillimanite. C'est pourquoi nous avons supposé, pour la commodité de nos raisonnements, que la pression fluide était approximativement égale à la pression totale. Prenons maintenant l'exemple de la formation des cordiérites (cf. 3.3.4. , réaction (2)) :

nous voyons que le minéral potassique qui cristallise à l'issue de la réaction est de la muscovite, et non pas du feldspath potassique.

J. HEMLEY (1959) nous dit (in A. HOUSHMAND, 1969): "l'expérimentation montre que les facteurs les plus importants dans le domaine de stabilité de ces différents minéraux (feldspath potassique, mica, kaolinite), sont le rapport de l'activité K^+/H^+ et la température. Pour une température donnée et pour un rapport K^+/H^+ croissant, les domaines de la kaolinite, du mica, et des feldspaths, sont traversés successivement. De même, pour un rapport K^+/H^+ constant, et une température croissante, la même séquence est observée" (Fig. 80)

La cristallisation constante de muscovite au lieu de feldspath potassique implique donc un rapport K^+/H^+ faible pour une température donnée (formation des premières cordiérites). On peut obtenir ce résultat, soit avec une concentration en K^+ faible, soit avec un pH faible. La disponibilité en potassium étant relativement importante (cf. p. 148), on est conduit à envisager la seconde solution.

Or, comme l'explique très bien A. HOUSHMAND dans sa thèse : "une des possibilités de formation de H^+ est la dissociation de H_2O " (B. POTY, 1967); par conséquent, pour avoir un pH faible, on doit avoir une forte concentration en H_2O dans la phase fluide, car "le potentiel chimique d'un constituant d'une solution augmente toujours lorsque la concentration de ce constituant croît (mais ne dépend pas de sa quantité)" (F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, in A. HOUSHMAND, 1969). Nous verrons plus loin (cf. 3.1.3.6.4.1. -remarques) d'autres raisons pour la diminution de ce pH, et nous déduirons également la présence de CO_2.

Pour l'instant néanmoins, nous pouvons noter que tout ceci va bien dans le sens d'une phase fluide riche en H_2O.

Puis, au cours de l'évolution du métamorphisme, la température augmente, et en même temps, la cristallisation de l'andalousite et de la sillimanite libère du potassium. On sort alors du champ de stabilité de la muscovite, ce qui explique pourquoi ce minéral ne cristallise pas en même temps que les silicates d'alu-

mine s. str. ;les feldspaths potassiques ne cristalliseront d'ailleurs généralement pas non plus immédiatement sur place, vraisemblablement par suite d'une grande mobilité du potassium, mis en solution dans la phase fluide (?).

3.1.3.6.4. Suite des réactions minérales envisagées dans le cadre d'un métamorphisme croissant; problème du grenat

Pratiquement, on a pu observer la succession suivante de minéraux (classés par ordre d'apparition et de stabilité successives):
grenat, cordiérite, cordiérite-andalousite, cordiérite-fibrolite, sillimanite prismée.

3.1.3.6.4.1. Le grenat

Nous avons vu que les grenats étaient riches en almandin, avec une faible proportion de spessartite (en moyenne 15%, cf. 3.3.3.3.1.).

L.C. HSÜ (1968) a étudié expérimentalement la stabilité de ce minéral sous conditions hydrothermales, à pressions fluides variées et avec divers mélanges tampons pour régulariser la fugacité de l'oxygène. Il en déduit que la stabilité de l'almandin dépend beaucoup de cette fugacité, et il présente plusieurs diagrammes pour différents mélanges tampons.

- On peut voir sur l'un de ces diagrammes (Fig. 81) que, dans des conditions très réductrices, l'almandin est stable dans un large domaine de pression-température : à P_f= 1000 bars, il se forme à 528 $\pm$ 5°C, suivant la réaction quartz + Fe-chlorite ⟶ almandin , et reste stable jusqu'à 843 $\pm$ 5°C, où l'on a almandin ⟶ Fe-cordiérite + fayalite + hercynite.

Pour des états d'oxydation croissants, ce champ se rétrécit, et finit par disparaître, l'almandin étant remplacé par d'autres phases stables.

- L'auteur donne ensuite un diagramme de stabilité pour la spessartite pure qui cristallise à beaucoup plus basse température (à P_f= 1000 bars, t ~ 400°C), et qui se montre beaucoup moins influencée par l'état d'oxydation.

- Puis il présente des diagrammes hypothétiques de stabilité des grenats de composition intermédiaire (solutions solides), dans le système $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ - $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$ - H_2O , en fonction uniquement de la stabilité des termes extrêmes.

Nous avons tracé un diagramme similaire pour P_f= 1000 bars et le même état d'oxydation que celui défini sur la figure 81 (Fig. 82). Il en ressort que :

. le domaine de stabilité du grenat seul est peu influencé par des teneurs en spessartite inférieures à 50 %;

. cependant, même pour des teneurs en Mn assez faibles, un nouveau

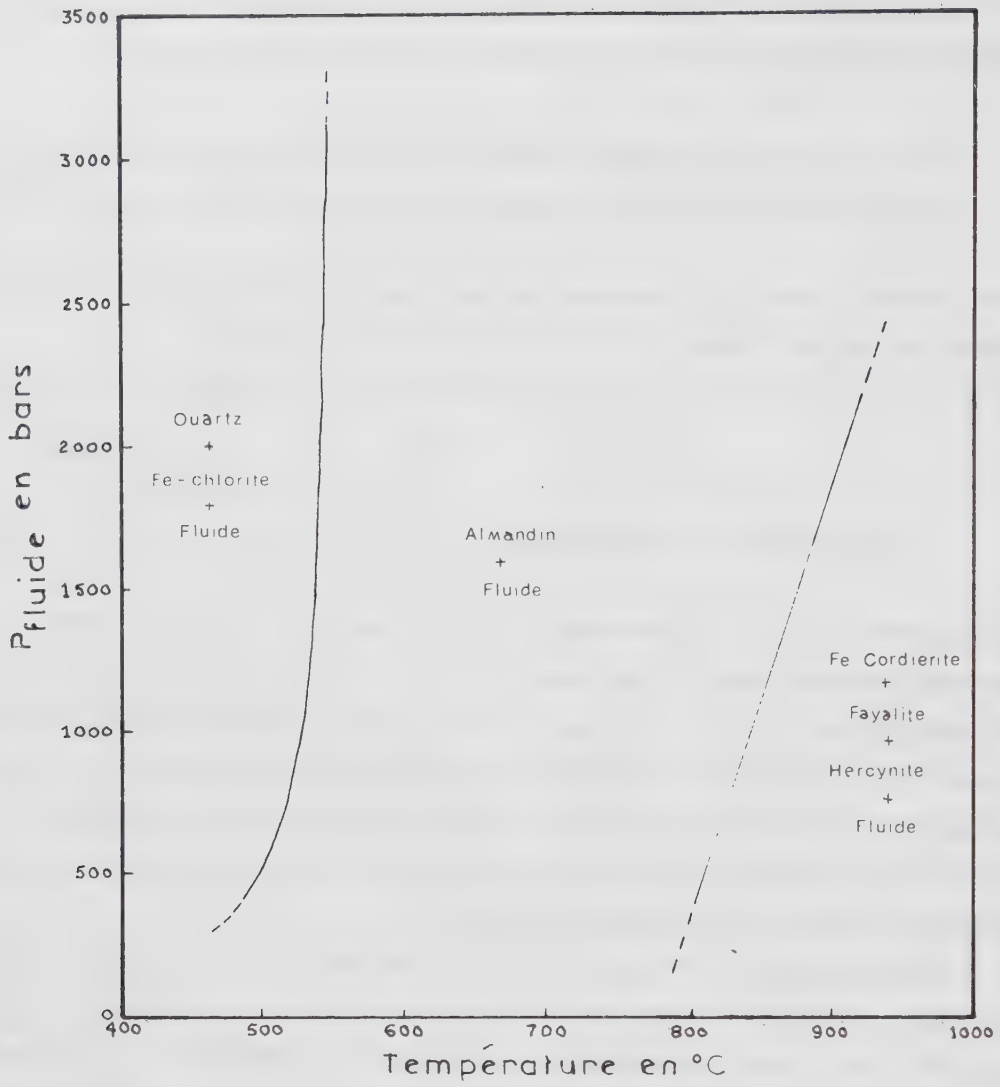


Fig. 81 - Diagramme P_{fluide} - T pour la stabilité de l'almandin. La fugacité de l'oxygène est définie par le mélange tampon fer + quartz - fayalite - (D'aprés L.C. HSÜ - 1968)

domaine apparaît, dans lequel le grenat coexiste à beaucoup plus basse température avec la phase hydratée. Ainsi, dans ces conditions, et pour une teneur en spessartite de 15%, le grenat apparaîtrait pour la première fois à des températures assez faibles (à titre indicatif, de l'ordre de 440°C).

Compte tenu de l'étude minéralogique qui précède (Fig. 76), on peut déduire de tout ceci :

- que les grenats sont vraisemblablement apparus à une température de l'ordre de 400-450°C ,
- que les conditions étaient alors très réductrices. En effet, des conditions oxydantes auraient pour conséquence d'augmenter considérablement la température de première apparition du grenat, ce qui ne serait pas compatible avec les suites minéralogiques observées, ou même de l'empêcher de cristalliser.

Nous avons vu d'autre part (Fig. 76) que la cordiérite apparaissait en même temps ou tout de suite après le grenat. Cela n'est pas compatible avec les températures extrêmement élevées nécessaires à la transformation almandin --> Fe-cordiérite + ... Or, L.C. HSÜ (1968) nous dit (p. 54-55) :

"Des phases comme Fe-cordiérite et fayalite apparaissent fréquemment dans la région à faibles pressions fluides et températures du domaine de stabilité de l'almandin. Elles sont interprétées comme métastables (...) et apparaissent comme une conséquence du fait que la vitesse de croissance de l'almandin est beaucoup plus faible que la vitesse de nucléation métastable de la cordiérite ferrifère et de la fayalite, lorsque l'assemblage quartz + Fe-chlorite devient instable".

La suite minéralogique que nous observons pourrait ainsi s'interpréter de la manière suivante, à mesure que la température augmente:

- apparition de la biotite, grenat, et éventuellement cordiérite métastable, aux environs de 400°C, et dans des conditions très réductrices;
- le grenat cesse de cristalliser par suite d'une légère augmentation de f_{O_2} . Il est alors déstabilisé en biotite, par suite d'une réaction inverse de celle de formation (l'effet de cette augmentation de l'état d'oxydation étant de déplacer la courbe de stabilité vers les hautes températures, cf. Fig. 81);
- la cordiérite cristallise largement aux dépens des biotites; lorsque la température est suffisamment élevée, elle déstabilise le grenat formé précédemment.

Remarques:

1- La température de formation que nous venons de déduire est compatible avec d'autres données. En effet, nous avons vu que des analyses chimiques de trois couples biotite-grenat ont été faites (cf. 3.1.3.3.3.1., analyses 39-42, 40-43, 41-44); nous avons pu ainsi utiliser le géothermomètre de L.L. PERCHUK (1969) (in L. GUILLOUX , 1969). Ce géothermomètre permet,

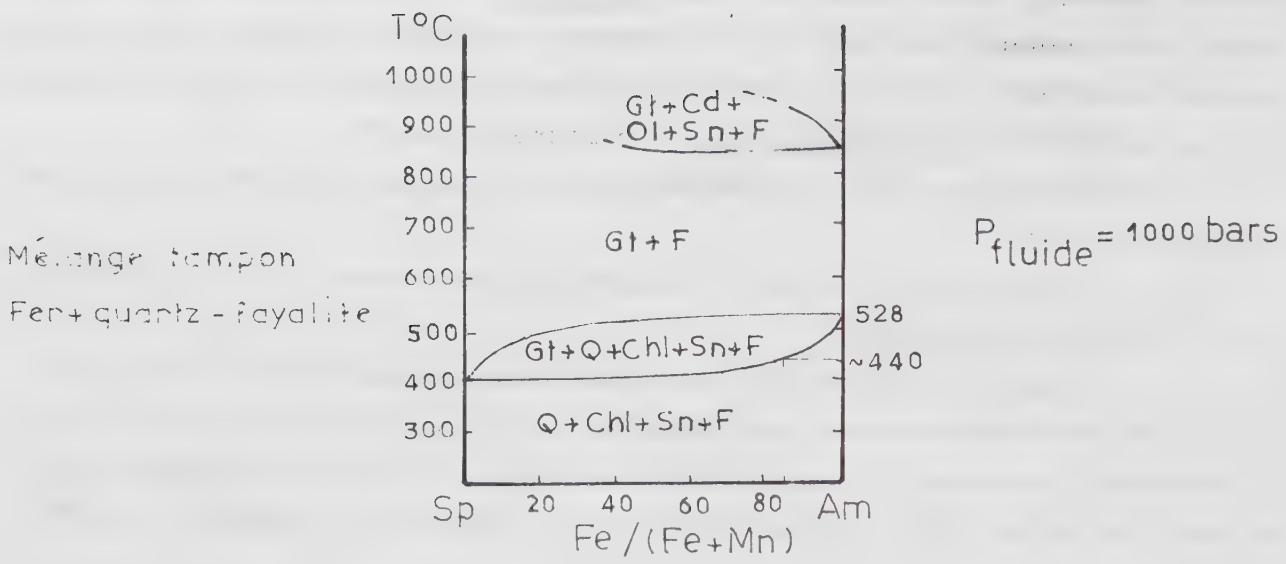


Fig.82 - Diagramme de phase hypothétique du système almandin-spessartite-H_2O (d'après L.C. HSÜ, 1968)
Q = quartz, Chl = chlorite, Sn = spinelle, Gt = grenat, Cd = cordiérite, Ol = olivine, F = fluide

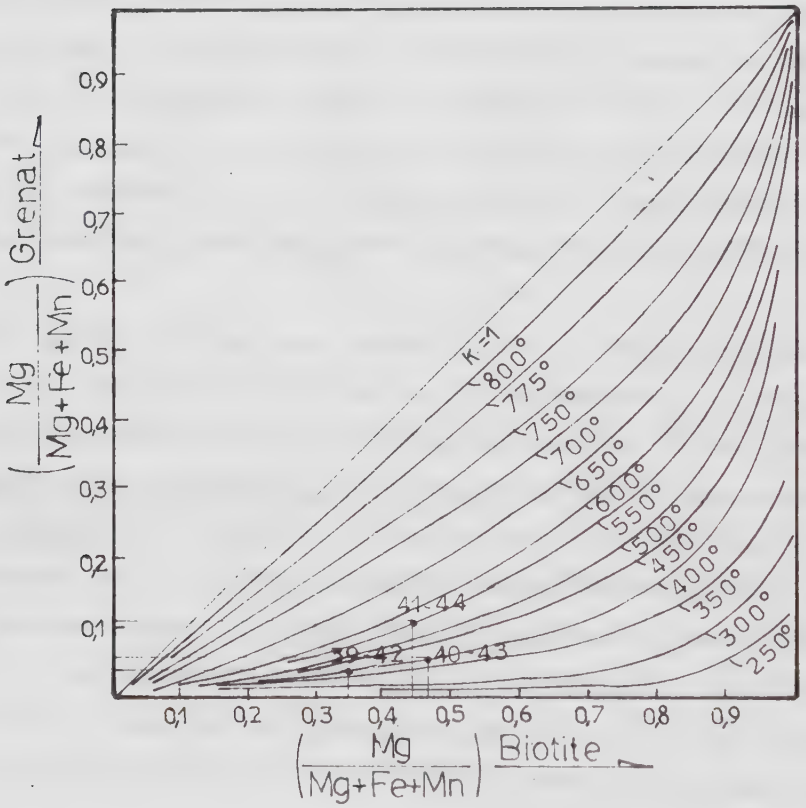


Fig.83 - Géothermomètre biotite-grenat (d'après L.L. PERCHUK, 1969, in L. GUILLOUX, 1969)

à l'aide des coefficients $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$ des biotites et des grenats, d'être renseigné sur la température de formation de ce couple, dans la mesure bien sûr où ses deux éléments sont en équilibre, de telle sorte que les échanges d'ions puissent se faire librement entre eux.

Les coefficients calculés sont les suivants:

	$X^{39}_{Mg} = 0,041$		$X^{42}_{Mg} = 0,344$
grenats	$X^{40}_{Mg} = 0,055$	biotites	$X^{43}_{Mg} = 0,466$
	$X^{41}_{Mg} = 0,108$		$X^{44}_{Mg} = 0,447$

Ces données, reportées sur la figure 83, tombent sur les isothermes : 400°C (39-42), 400°C (40-43), 550°C (41-44).

L'étude de ces échantillons en lames minces a montré que seul le couple 40-43 devait être pris en considération : il provient en effet d'une enclave (dans le mobilisat des cornéennes) particulièrement riche en biotite et grenat, qui semblent avoir cristallisé simultanément (tous deux sont dans la schistosité S_1 et paraissent à l'équilibre). Cette enclave a été préservée des recristallisations ultérieures et grenat et biotite y sont restés de manière métastable, car les biotites de la roche mobilisée, à l'exclusion de celles de l'enclave, sont déstabilisées en fibrolite.

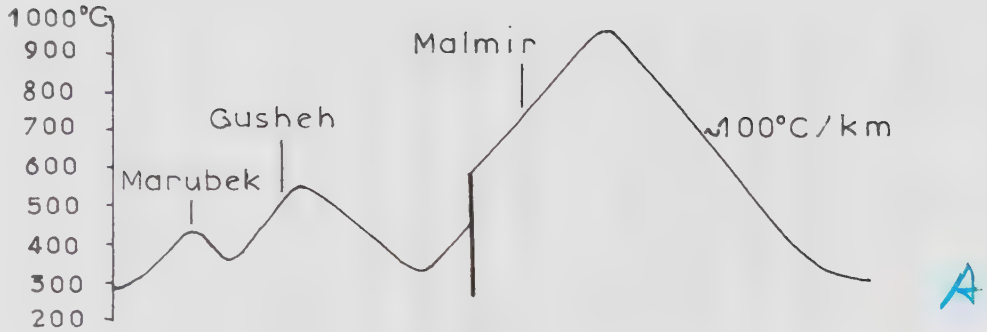
Les deux autres échantillons, surtout le couple 41-44, montrent des grenats très nettement déstabilisés par les biotites (Fig. 58).

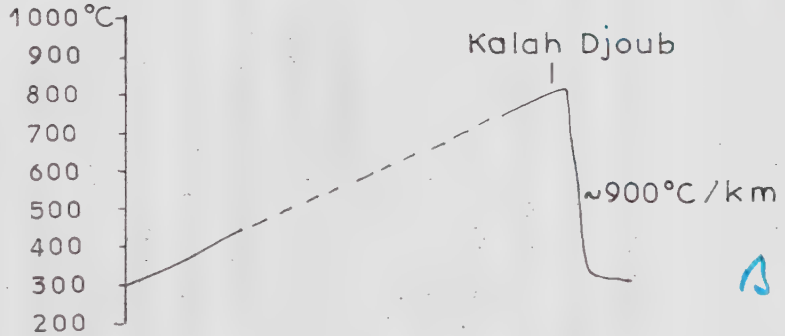
La température de formation du grenat calculée par ce moyen est donc $t \sim 400°C$.

2- Les conditions réductrices du début du métamorphisme s'expliquent facilement car, "à cause de l'abondance du graphite dans les roches pélitiques, l'effet tampon exercé par le graphite durant le métamorphisme régional maintiendra effectivement des conditions d'oxydation faibles sous lesquelles l'almandin est stable" (B.M. FRENCH and H.E. EUGSTER, 1965, in L.C. HSÜ, 1968, p. 79).

Remarquons d'autre part que l'augmentation de f_{O_2} correspondrait à un épisode à pH faible (cf. 3.1.3.6.3.). Or, nous avons expliqué la formation de H^+ par la dissociation de H_2O. Au début de cette dissociation, les matières organiques présentes dans les schistes noirs auraient joué un rôle tampon en absorbant par oxydation l'oxygène formé (formation de CO_2), et auraient maintenu f_{O_2} bas, en contribuant ainsi à diminuer fortement le pH, par suite de l'accroissement de la fraction molaire de H^+.

Puis, la température continuant à augmenter, on aurait eu dissociation du CO_2, d'où fixation du carbone sous forme de graphite, et augmentation de la pression partielle d'oxygène, donc de sa fugacité.





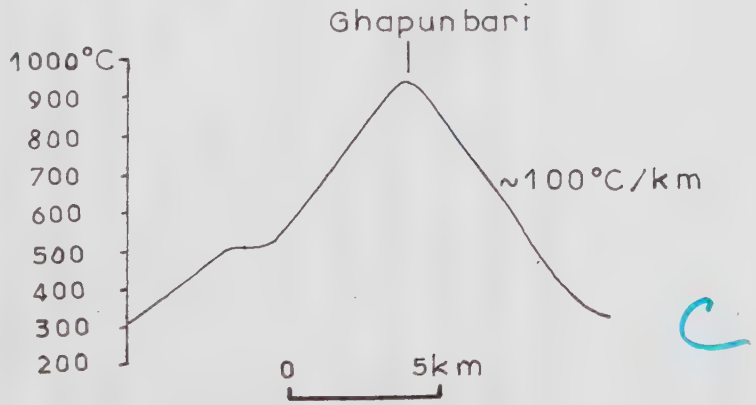


Fig.84_Coupes température = f (distance) en travers des faciès thermiques.

Les températures suivantes ont été choisies pour les différents isogrades :

- métamorphisme régional : ~ 300 °C
- apparition de la cordiérite : ~ 420 °C
- apparition de la sillimanite fibrolite : ~ 720 °C
- apparition de la sillimanite prismatique : ~ 750 °C

Les coupes sont situées sur la figure 77.

Remarquons de plus que l'augmentation de la teneur en CO_2 dans la phase fluide doit encore contribuer à la diminution du pH, car comme l'indique B. POTY (1967) : "bien que les calculs n'aient pas encore reçu de confirmation expérimentale à notre connaissance, nous voyons la possibilité d'une influence de la teneur en CO_2 sur le pH, à haute température. Une augmentation du rapport CO_2/H_2O , ou une augmentation de température doit abaisser le pH" (in A. HOUSHMAND , 1969, p. 196).

3.1.3.6.4.2. L'andalousite

Légèrement après la cordiérite cristallise l'andalousite, qui reste stable, nous l'avons vu (M. J. HOLDAWAY, 1971), jusqu'à des températures un peu supérieures à 700°C. La muscovite ne cristallise plus comme sous-produit de la réaction de formation, car on est probablement sorti de son domaine de stabilité (t/P ou $t/(K^+/H^+)$ devenu trop grand).

3.1.3.6.4.3. Fibrolite-sillimanite

Nous avons vu que la fibrolite cristallise d'abord à une température voisine de 720°C, suivie par la sillimanite prismatique à partir de 750°C. Cette température au moins a donc été atteinte.

On peut cependant préciser la température maximale à l'aide de coupes t= f(distance) au travers du dôme thermique (Fig. 84). Pour ce faire, nous avons utilisé la carte d'isogrades (Fig. 77) que nous avons transformée en carte d'isothermes (en prenant 300°C comme température du métamorphisme régional, 420°C pour la première apparition de cordiérite (F. J. TURNER, 1968, p. 429) , 720°C pour l'apparition de la fibrolite et 750°C pour celle de la sillimanite prismée).

Nous avons alors extrapolé la température qui a dû régner au centre du dôme thermique, en posant comme hypothèse que les gradients thermiques horizontaux étaient constants tout au long du parcours; nous n'avons pas tenu compte des déformations tardives, sauf pour la faible limite sud du granite près de Malmir.

On trouve ainsi que des températures voisines de 900-950°C ont dû être atteintes.

$$P_t \sim 1 \text{ kb}$$

$$t \sim 900\text{-}950°C$$

On peut résumer les suites minérales sur le schéma suivant (Fig. 85).

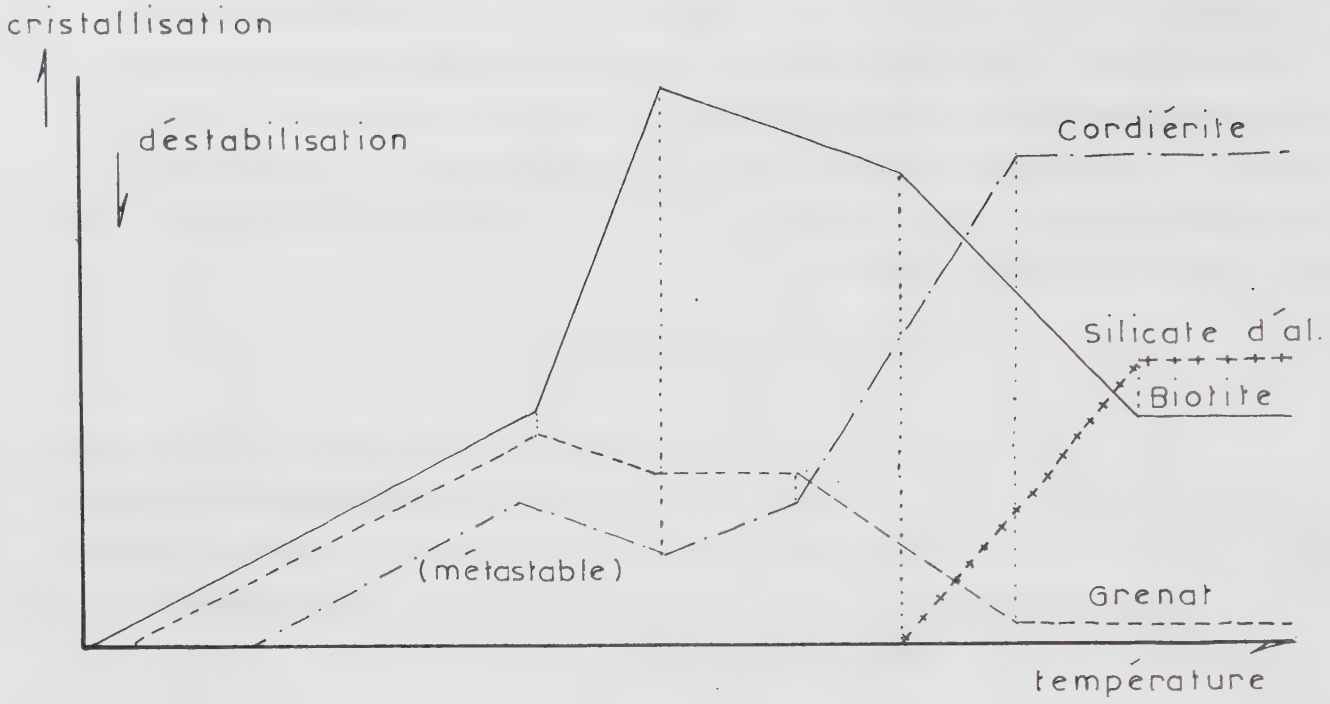


Fig. 85 - Développement relatif et interférence des cristallisations en fonction de la température.

Les conditions du métamorphisme au niveau du complexe métamorphique et magmatique de Boudjerd sont les suivantes :

- $P_{fluide} \sim P_{totale} \sim 1000$ bars
- $P_{fluide} = P_{H_2O} + P_{CO_2}$
- $t \leqslant 900 - 950$ °C
- f_{O_2} très faible au début (légèrement plus élevée ensuite)
- pH très faible

3.1.3.6.5. Conclusion

On peut voir sur les coupes (Fig. 84) que les températures et les gradients thermiques horizontaux mis en jeu sont très élevés, puisque dans un cas extrême (culmination de Kalah Djoub) , on passe en 500 m environ d'un métamorphisme de type épizonal (moins de 350°C qui marquerait l'apparition de biotite (F. J. TURNER, 1968, p. 118)), au faciès à sillimanite prismée. Pour le flanc nord est de cette culmination, on peut alors calculer un gradient horizontal voisin de 900°C/km.

Cependant, d'une manière générale, les gradients mis en jeu semblent plutôt être de l'ordre de 100°C/km.

Le flanc nord de la culmination de Kalah Djoub pose donc un problème; un gradient aussi fort pourrait s'expliquer par l'existence d'un accident tectonique tardif qui aurait échappé aux observations de terrain.

3.1.4. Granites intrusifs

A la suite de cette étude sur le métamorphisme, nous allons décrire les autres éléments du complexe métamorphique et magmatique; puis, nous tenterons d'interpréter les relations entre roches métamorphiques et magmatiques.

Abordons d'abord l'étude minéralogique des granites intrusifs.

Ils ne sont jamais en relief, car très facilement altérables, et il est relativement difficile d'en trouver un échantillon frais. Nettement intrusifs, ils sont très souvent injectés selon les plans S_1 des schistes noirs, ces derniers pouvant être isolés en grands panneaux à l'intérieur des batholites. C'est le faciès le plus largement représenté dans le complexe métamorphique et magmatique et dans plusieurs autres unités;on peut donc distinguer :

- d'une part, le granite principal de Kemereh-Malmir, qui, rappelons le, contient des enclaves de toutes tailles de roches métamorphiques et de roches basiques,
- d'autre part, du Nord au Sud, les batholites isolés de Sarsakhti, Karimabad, Bitchun Pain, Zagheh, Tawan Dasht, Marubek, Gusheh et Shatiri (Fig. 86).

La texture est équante et le grain moyen.

Dans les faciès les plus représentés, la composition est celle d'un granite calco-alcalin (granite de Kemereh-Malmir, granite de Gusheh). Les résultats des analyses chimiques sont données sur le tableau p. 198

L'association minérale est la suivante :

Minéraux principaux :

+quartz (25 à 45%) +feldspaths potassiques (microcline et orthose, 15 à 20%) +plagioclase (25 à 55%) +biotite (5à20%)

Minéraux accessoires :

+ zircon +apatite

Minéraux tardifs :

±muscovite ±chlorite ±séricite ±tourmaline ±allanite ±épidote ±sphène ±rutile (sagénite) ±calcite ±kaolinite ±oxydes opaques ±pumpellyite ±prehnite

Les microclines moirés sont les plus abondants des feldspaths potassiques, mais il existe aussi un peu d'orthose maclée carlsbad. Ces feldspaths potassiques sont perthitiques, xénomorphes;ils englobent de nombreux plagioclases (oligoclase) subautomorphes (structure monzonitique). Ceux-ci sont rarement zonés, mais souvent albitisés à leur bordure, et présentent parfois des structures myrmékitiques à leur contact avec les feldspaths potassiques (Fig. 87). Cette association est souvent recoupée par des filonnets de quartz, albite,

N °	5	7	8	25	29	30
SiO_2	73,20	71,55	76,65	70,73	70,19	69,89
Al_2O_3	13,05	14,00	13,15	14,25	14,09	13,86
Fe_2O_3	0,75	0,80	0,40	0,32	1,27	1,27
FeO	0,35	1,30	0,20	2,60	1,83	2,68
MgO	4,05	1,75	1,25	1,11	0,63	1,01
CaO	0,40	2,20	0,30	1,90	1,38	2,18
Na_2O	3,55	4,10	6,60	3,03	3,50	3,40
K_2O	1,25	3,55	0,45	3,93	4,25	3,38
TiO_2	0,45	0,25	0,00	0,31	0,26	0,36
P_2O_5	0,10	0,15	0,10	0,17	0,14	0,18
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
H_2O^+	2,05	0,65	0,45	0,89	0,94	1,12
H_2O^-	0,05	0,05	0,05	0,09	0,09	0,07
CO_2				0,31	0,73	0,58
Total	99,30	100,40	99,65	99,69	99,35	100,04
minéraux normatifs						
Q	41,14	26,67	34,30	31,81	31,18	31,65
Or	7,40	21,00	2,66	23,25	25,14	19,99
Ab	30,00	34,65	55,78	25,61	29,58	28,74
An	1,34	9,27	0,85	6,37	1,33	5,79
Cor	5,36		1,49	2,66	3,23	2,48
Mt		1,16	0,58	0,46	1,84	1,84
Ca				0,71	1,66	1,32
Hm	0,74					
Di		6,18				
Hy	10,13		3,26	6,86	3,55	5,91
Ap	0,24	0,36	0,24	0,40	0,33	0,43
Il	0,86	0,48		0,59	0,49	0,68

chlorite, épidote.

La biotite, en grands cristaux tordus, est presque toujours déstabilisée en chlorite, sphène, épidote, oxydes opaques, pumpellyite, prehnite, quartz, sagénite.

La pneumatolyse qui présente les mêmes caractères que dans les autres roches du complexe est ici générale, y compris dans les granites adventifs éloignés de la zone à pegmatites.

Remarques :

1- Le granite de Shatiri est un faciès particulier hololeucocrate à grain fin, composé de environ 55% de plagioclase (An 15), 35% de quartz, 5% de muscovite, et sans aucun feldspath potassique.

Il s'agit d'un granite alcalin, très sodique (Fig. 88).

A l'affleurement, ce granite se présente en fait en trois petits corps distincts, grossièrement elliptiques, dont le plus grand, au centre, mesure 4 km dans sa plus grande dimension. Il montre un faciès presque aplitique parfois; il est souvent kaolinitisé, et a développé une muscovitisation abondante à sa périphérie (indices d'une activité pneumatolytique intense). De plus, il présente des faciès de bordure très épais (parfois plusieurs dizaines de mètres) de quartz blanc. Un réseau assez dense de quartz filonien, un peu au Sud du plus grand des corps granitiques de Shatiri, indique d'ailleurs probablement la présence d'une autre masse adventive en profondeur.

Ces granites représentent donc certainement la partie superficielle d'un batholite plus profond.

2- On trouve également d'autres granites alcalins à composition moins sodique intermédiaire entre celle du granite de Shatiri et celle des granites calco-alcalins normaux.

Ainsi, l'analyse n°5 représente un faciès particulier hololeucocrate du granite de Kemereh-Malmir.

De même, le granite de Karimabad (analyse n°29) est un granite adventif sodi-potassique.

3- Le granite de Sarsakhti, contrairement aux petits corps intrusifs du Sud du complexe métamorphique et magmatique, est très riche en xénolithes (de dimensions décimétriques à métriques) à la fois de roches métamorphiques et basiques.

4- Les granodiorites, termes intermédiaires entre les granites et leurs enclaves basiques, seront étudiées plus loin avec ces dernières.

Quelle est l'origine de ces granites? Peuvent-ils provenir directement de la fusion des roches métamorphiques qui, nous l'avons vu, ont été parfois intensément mobilisées? C'est ce que nous allons maintenant essayer d'établir.

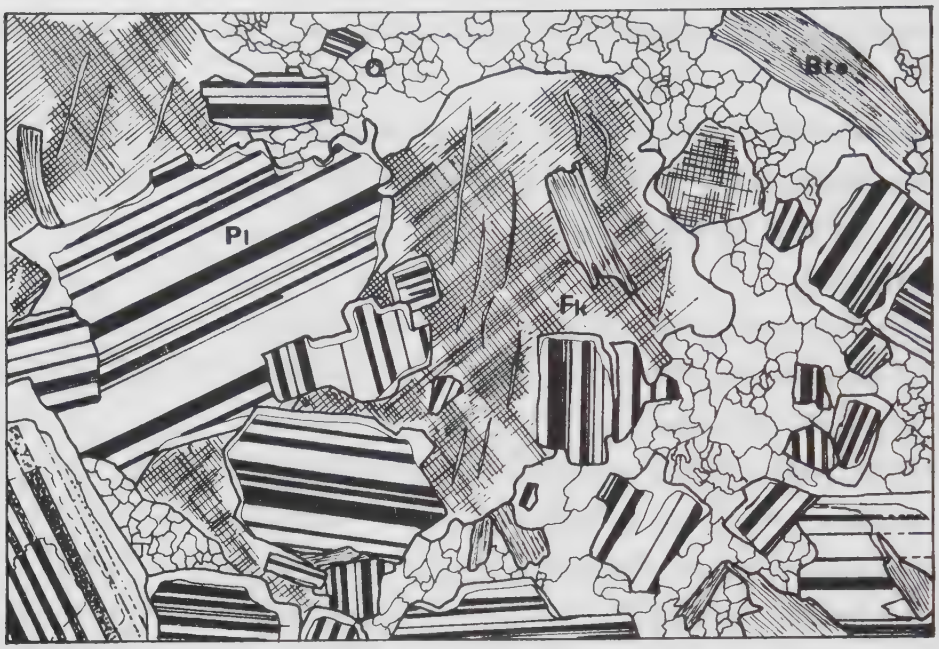


Fig 87.

Fig 86.

Fig.87-(X14). Granite de Kemereh-Malmir

Fk Microcline à flammèches perthitiques

Pl Plagioclase à liseré d'albite

Bte Biotite Q Quartz interstitiel

Fig.86- Panorama du granite de Gusheh

γ Granite m Marbre

Gs Série verte Sl schistes noirs

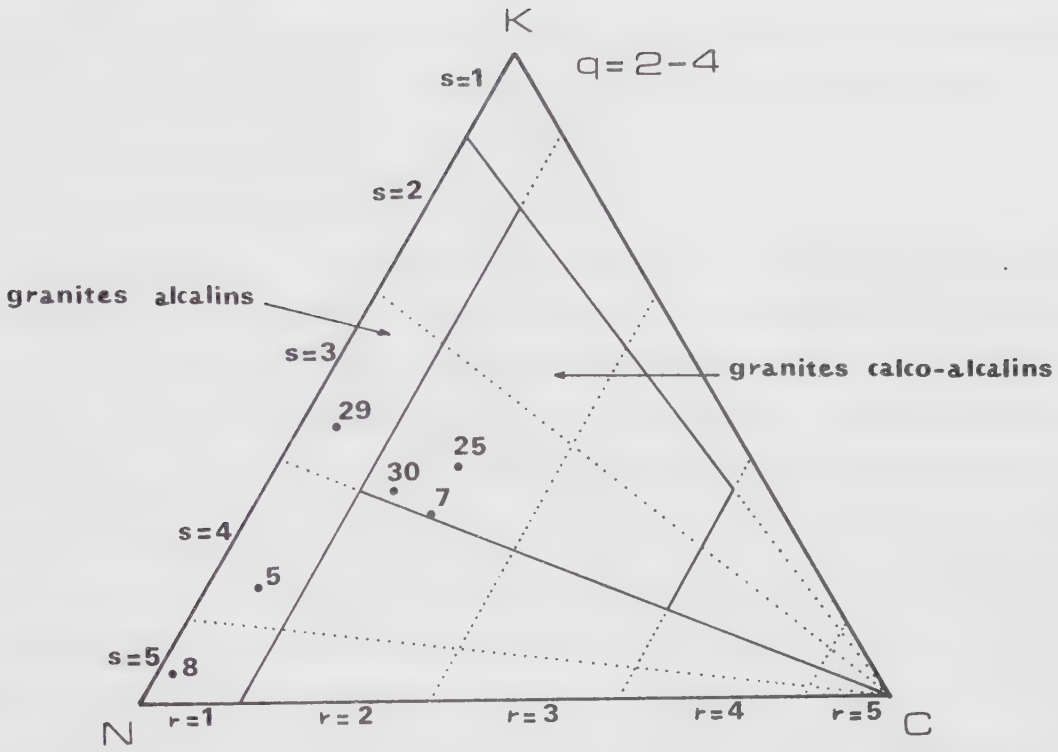
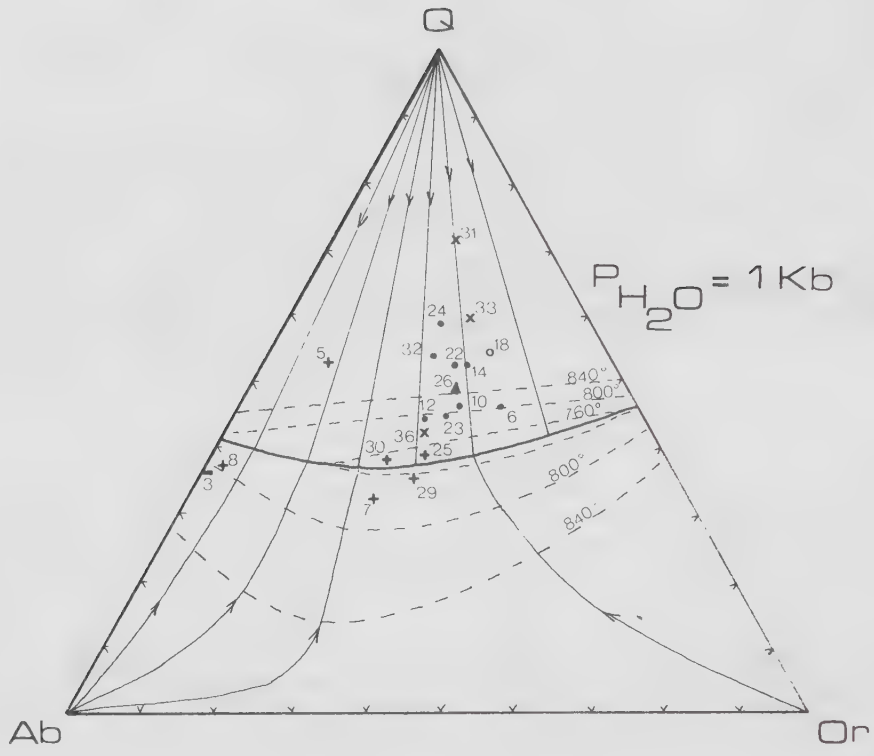


Fig.88–Diagramme K.C.N. de R. FREY. Classification des granites.



- schiste noir
- micaschiste à cordiérite
- cornéenne mobilisée
- leptynite
- granite d'anatéxie
- granite

Fig. 89 - Diagramme Q-Ab-Or d'équilibre isobarique

3.1.5. Anatexie

Plusieurs analyses ont été effectuées dans les cornéennes plus ou moins mobilisées, elles vont nous permettre de préciser le processus d'anatexie.

H. VON PLATEN et H. G. F. WINKLER (1967) dans leurs expériences de fusion anatectique à partir de différentes roches, à des températures et sous des P_{H_2O} différentes, ont conclu que température d'apparition et composition du premier produit de fusion granitique dépendent des points suivants :

- valeur de la pression de fluide
- valeur du rapport Ab/An
- présence de phases volatiles.

Le chimisme de la roche originelle et la quantité d'eau ont une influence uniquement sur la quantité du produit fondu. En se référant aux travaux de O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN (1958) , nous constatons que la position du minimum ternaire est moins influencée par une variation du rapport Ab/An, à pression d'eau fixée, que par une variation de la pression d'eau, pour une valeur Ab/An déterminée. Ainsi, à P_{H_2O} = 2000 bars, une variation de Ab/An de 5 (valeur qui correspond à la moyenne normative des roches métamorphiques) à l'infini diminue la température de ce minimum de 15°C; pour un rapport Ab/An égal à l'infini, une diminution de la pression d'eau de 2000 à 1000 bars entraîne une augmentation de la température de l'ordre de 40°C.

Par conséquent, nous utiliserons le travail de ces auteurs, sur le système Q-Ab-Or-H_2O, qui ne tient pas compte de la teneur en anorthite; ils donnent des diagrammes pour différentes pressions d'eau (en particulier pour 1000 bars) ; les températures indiquées, et plus précisément celle du minimum ternaire, devront en conséquence être majorées d'une quinzaine de degrés environ.

Nous avons reporté sur ce diagramme, à partir des minéraux normatifs, les points représentatifs des différents granites, ainsi que ceux des schistes noirs, schistes cornés et cornéennes mobilisées (Fig. 89). On constate que :

- les points représentatifs des cornéennes mobilisées s'alignent grossièrement sur le chemin de fusion isobarique des schistes noirs, depuis le minimum ternaire jusqu'à la composition globale de ces schistes. Ceci coïncide avec les faits de terrain qui font des cornéennes mobilisées des schistes noirs mésozoïques fondus plus ou moins complètement; mais nous devons néanmoins garder à l'esprit que les analyses présentées tiennent compte des restites (silicates d'alumine).

Le mobilisat est apparu pour la première fois à une température de 720°C environ, comme nous l'avions d'ailleurs vu précédemment, pour une

pression de 1000 bars. La température atteinte en certains points étant beaucoup plus élevée (900-950°C) (cf. 3.3.6.), une grande partie de la roche a pu être fondue.

- Les granites proprement intrusifs (n°7, 25, 29, 30), à l'exception de celui de Shatiri (n°8) et d'un faciès hololeucocrate particulier du granite de Kemereh-Malmir (n°5), ont grossièrement la composition du minimum ternaire. Ils ne peuvent donc en aucun cas être le produit direct de la fusion totale des schistes noirs, puisque, en profondeur, la température atteinte a été certainement suffisante pour les fondre en totalité : les produits résultant auraient alors la composition des schistes noirs.

On est donc conduit à envisager l'hypothèse suivant laquelle la roche, complètement mobilisée en profondeur, aurait différencié par ségrégation sa fraction eutectique : les granites intrusifs étant surtout riches en microcline, contrairement au mobilisat des cornéennes, qui contient de l'orthose, on est conduit à penser que cette ségrégation s'est faite aux dépens d'un matériel encore fluide à basse température (eutectique), donc après les phénomènes thermiques, en cours de refroidissement. En effet, ces granites intrusifs sont riches en manifestations deutériques; celles-ci se traduisent par la cristallisation abondante de minéraux tardifs : séricite-muscovite-chlorite-tourmaline-épidote-allanite-sphène-rutile-pumpellyite-prehnite-calcite-kaolinite (d'où la difficulté de trouver un échantillon frais).

Cette fraction eutectique, plus légère, aurait ensuite légèrement migré. Ces granites, bien que nettement intrusifs, sont néanmoins probablement dans une position subautochtone, car nous avons vu (cf. 3.1.3.5.) que leurs affleurements coïncidaient en général grossièrement avec ceux des roches les plus métamorphiques (dans le complexe de Borudjerd, et pour la plupart des granites adventifs). Le granite de Kemereh-Malmir aurait alors été guidé dans sa mise en place par la schistosité S_1 qui est pentée vers le Nord Est. En effet, une telle disposition est bien visible en de nombreux endroits, en particulier à la bordure sud du granite où fréquemment alternent lits granitiques et feuillets de schistes. Le granite se présenterait alors schématiquement comme une lame épaisse limitée à ses épontes par la schistosité S_1. Cette disposition expliquerait en particulier le décalage vers le Sud Ouest du granite par rapport à l'axe du dôme thermique (1).

Une partie des restites pourrait être représentée par les xénolithes de sillimanite que l'on trouve fréquemment dans le granite intrusif.

Remarque:

Le granite de Shatiri (n°8) a une composition tout à fait comparable à celle des leptynites (n°3). Ceci est facilement explicable : il est en effet

---

(1) On pourrait même par ce biais évaluer la profondeur d'origine du granite.

situé à l'endroit d'une culmination thermique et serait le produit de la mobilisation des faciès "leptynites"; les points représentatifs de ces roches sont des eutectiques du mélange binaire Q-Ab ou presque, et ils se situent, comme pour une anatexie locale, c'est à dire sans injection d'une partie ségrégée, au point eutectique ou presque. D'ailleurs, les "leptynites" se trouvent à ce niveau à faible profondeur.

3.1.6. Métamorphisme de contact

Nous venons de voir que le granite était un matériel eutectique à microcline abondant, donc relativement froid; de plus il est nettement recoupant par rapport aux isogrades. Ceci confirme à posteriori que les roches métamorphiques du dôme thermique ne peuvent en aucun cas avoir pour origine un métamorphisme au contact du granite. On peut néanmoins se demander si les intrusions granitiques ont développé un métamorphisme de contact propre.

Or, nous avons interprété un certain nombre de minéraux dans les faciès thermiques (muscovite 3, biotite 2, microcline, cf. 3.1.3.4.) comme étant dûs à des recristallisations tardives au moment de l'intrusion granitique. Ces recristallisations, qui indiquent une température relativement faible, seraient donc interprétées en quelque sorte comme un métamorphisme de contact du granite.

D'autre part, la bordure sud du granite de Kemereh-Malmir montre des associations qui à priori seraient compatibles avec un métamorphisme de contact ("auréole " discontinue d'une largeur variable n'excédant jamais 500 m de "schistes tachetés" à cordiérite, rarement andalousite) . Cette "auréole" pose un problème : est-elle dûe à la retombée méridionale du dôme thermique ou bien est-ce un véritable métamorphisme de contact? En fait, nous avons pu voir (cf. 3.1.3.3.2.1.) que les cordiérites de ces "schistes tachetés" sont synschisteuses (S_1) . Elles seraient donc bien dûes aux phénomènes thermiques, puisque, rappelons le, l'intrusion granitique est postérieure aux déformations.

Les seules recristallisations de toute évidence liées au granite sont celles de minéraux pneumatolytiques (en particulier muscovitisation abondante au pourtour de certaines intrusions).

En conclusion, on peut donc dire que, si le métamorphisme de contact existe vraiment, il doit être limité à une mince épaisseur et a donc pu échapper aux observations, d'autant plus qu'il doit être le plus souvent confondu avec les phénomènes thermiques. Seules quelques roches silicifiées très indurées ont pu être observées parfois à proximité immédiate du contact, et seraient des cornéennes au sens vrai du terme.

3. 2. ROCHES MAGMATIQUES BASIQUES

On peut distinguer trois noyaux intrusifs distincts, d'extension sensiblement égale (10x3 km) , situé respectivement au Nord Ouest, centre et Sud Est du complexe métamorphique et magmatique. A l'intérieur de chacun de ces noyaux, les massifs basiques proprement dits sont de plus petites dimensions. Ils se présentent ainsi en enclaves kilométriques noyées dans une matrice dioritique à granodioritique. Ces ensembles qui forment des reliefs sombres élevés se rencontrent au sein du granite intrusif qui contraste par sa couleur claire et son relief plus mou. On trouve également en différents endroits du complexe d'autres pointements formés uniquement de granodiorite.

D'autres massifs basiques ont certainement existé plus au Nord, car on retrouve de nombreuses enclaves de diorite quartzique, centimétriques à demi-métriques, à l'intérieur du granite de Sarsakhti.

Aspect macroscopique :

Les plus basiques apparemment sont des roches de couleur vert sombre à patine noire, très denses, à cassure sonore et altération en boule. Elles passent transitionnellement à des diorites de plus en plus claires, à mesure que l'on se rapproche du granite. Enfin, les granodiorites sont des roches comparables au granite, mais de couleur plus sombre et moins facilement altérables; le massif au Nord du village de Fezianeh a été cartographié sous un faciès spécial (δ) : ce sont des roches d'aspect granitoïde, à grain moyen, mais de couleur verdâtre et nettement plus denses que le granite environnant.

3. 2. 1. Etude détaillée

On a pu distinguer quatre types de faciès :

- les norites
- les diorites quartziques
- les granodiorites
- les roches basiques à xénolithes alumineux

Comme nous allons le voir, ces faciès sont le fruit d'une évolution relativement complexe; pour chacun d'entre eux, nous étudierons les associations minérales qui le caractérisent en séparant les minéraux magmatiques des minéraux tardifs, avant d'aborder dans un dernier chapitre l'aspect pétrogénétique de ces roches.

Fig. 90 - (x195) - Auréole réactionnelle d'amphibole (première génération) entre une olivine et un plagioclase.

Ol Olivine **Pl** Plagioclase **A_1** Amphibole

Fig. 91 - (x155) - Libération de dolomite et d'oxyde de fer par l'olivine au cours de la réaction ci-dessus.

Ol Olivine **A** Amphibole

Dol Dolomite **Fe** Oxyde de fer

3.2.1.1. Les norites (θ)

Les roches de ce type proprement dit sont relativement peu abondantes. A l'oeil nu, elles apparaissent très sombres, à grain moyen ou fin, riches en ferromagnésiens, parmi lesquels on peut généralement distinguer un peu de biotite.

Les lames minces montrent une structure grenue, et on a pu voir l'association minérale suivante :

Minéraux principaux:

±olivine ±orthopyroxène +amphibole ±biotite ±phlogopite ±plagioclase

Minéraux accessoires :

±quartz ±apatite ±calcite-dolomite

Minéraux tardifs :

±serpentine ±magnétite ±pistacite-clinozoïsite ±séricite ±chlorite

. olivine (0 à 30 %, en moyenne environ 15 %) : Des mesures ont donné $2V_{np}$ = 85°, n_m 1,700; il s'agit donc d'une chrysolite (75 % Fo) (A. HENRIQUES, 1957, in D. H. Z., 1963, vol. 1, p. 22).

On la trouve toujours en reliques, parfois en cristaux corrodés dans les orthopyroxènes, mais surtout dans les amphiboles (cristaux corrodés ou îlots) ; elle est en général assez fraîche, et montre souvent un début de serpentinisation, dans les craquelures des cristaux, avec libération de magnétite.

. orthopyroxène (0 à 40 %, en moyenne environ 15 %) : des mesures d'angle d'axe optique ont donné $2V_{np}$ = 60 à 75°; dans un cas, on a mesuré l'indice n_g, voisin de 1,690 : il s'agit donc de bronzite (20 % Fs) (in D. H. Z., vol. 2, p. 28).

Il contient parfois, mais en quantité toujours très faible, de fines exsolutions de clinopyroxène, suivant les clivages.

. amphibole (0 à 70 %) : on en distingue en général deux générations;

- la première se présente habituellement en minces auréoles réactionnelles entre les olivines ou les orthopyroxènes et les plagioclases (Fig. 90).

- la deuxième est due à une réaction similaire, mais plus poussée, et se présente en grandes plages poecilitiques au sein desquelles subsistent des îlots d'olivine ou d'orthopyroxène, avec, parfois préservée, leur auréole d'amphibole 1 (Fig. 92). Elle se distingue de cette dernière par de légères différences de caractères optiques (relief, biréfringence).

Dans les deux cas, il s'agit de hornblende, de teintes variables (incolore, brun, vert), souvent à l'intérieur d'une même section, ce qui doit correspondre à différentes teneurs en fer : les amphiboles incolores sont en effet souvent brunes à proximité d'agrégats d'oxydes opaques, probablement fantômes des anciens ferromagnésiens.

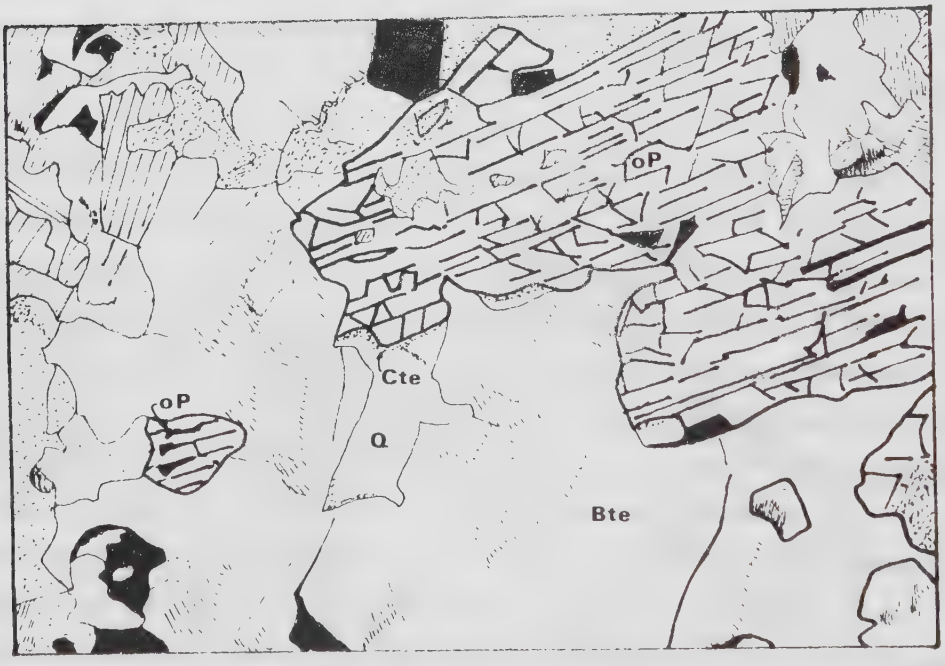


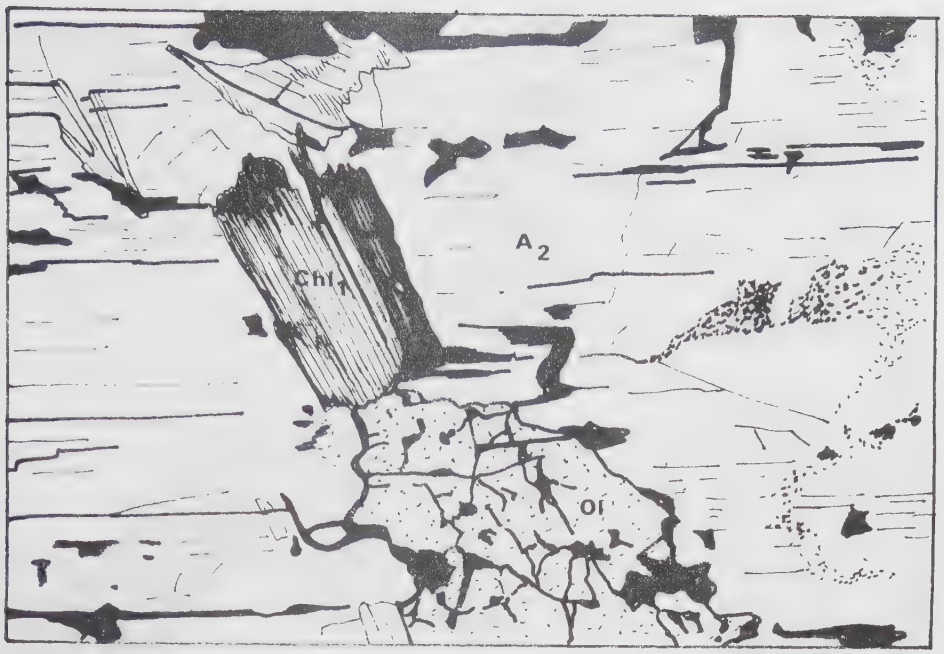
Fig.92 (x50) Olivine déstabilisée par deux générations successives d'amphibole.

Ol Olivine **A_1** Amphibole 1 **A_2** Amphibole 2

Fig.93 (x40) Orthopyroxene déstabilisé en biotite, le plagioclase a disparu, laissant à sa place un peu de quartz et de la calcite.

oP Orthopyroxène **Bte** Biotite

Q Quartz **Cte** Calcite



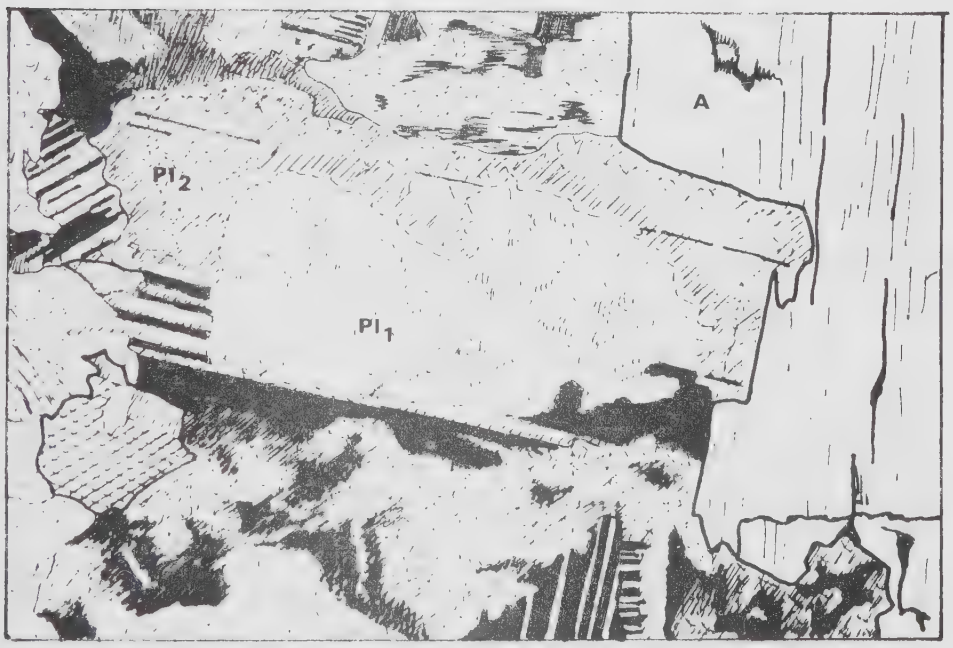


Fig 94 - (x195) - Olivine destabilisee par une biotite (chloritisée) de première generation, puis par une amphibole de deuxième generation.

Ol Olivine **Chl_1** Chlorite **A_2** Amphibole

Fig 95 - (x195) - Plagioclase ancien calcique (sericitisé) entouré d'une deuxième génération plus albitique, moins sensible a l'alteration

Pl_1 Plagioclase 1 **Pl_2** Plagioclase 2 **A** Amphibole

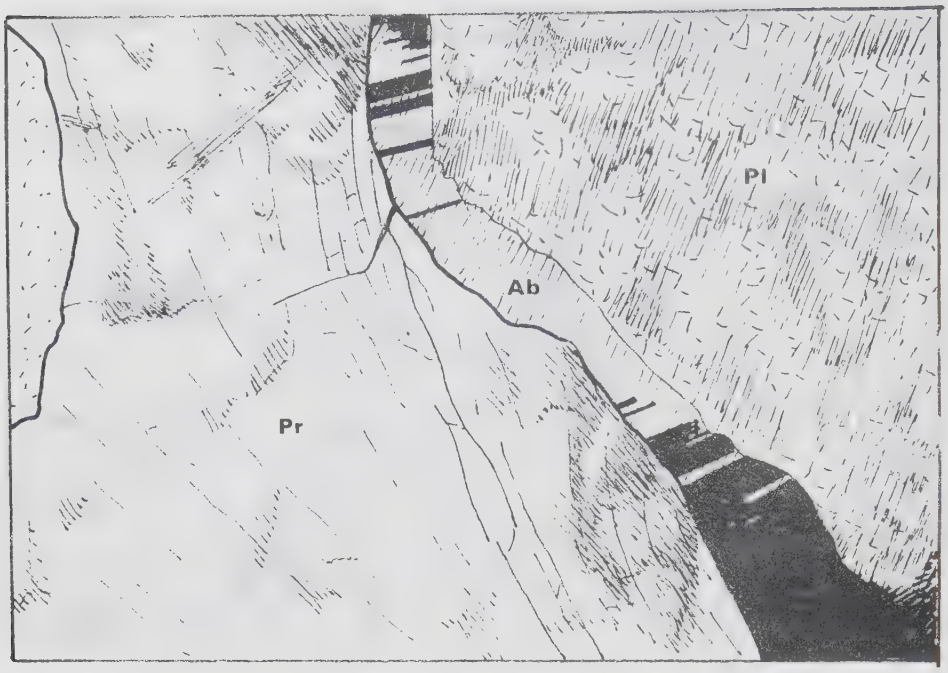


Fig.96 - (x155) - Troisième génération de plagioclase (albite) liée à la prehnitisation d'un plagioclase ancien (ici sériciti sé).

Pr Prehnite **Ab** Albite **Pl** Plagioclase

Fig.97 - (x35) - Relique de plagioclase (andésine) dans du quartz libéré au moment de la cristallisation des biotites dans les norites.

Pl Plagioclase **Q** Quartz **Bte** Biotite **oP** Orthopyroxène **A** Amphibole

. biotite (0 à 20%)-phlogopite (0 à 15%) , en moyenne environ 10% : dans ce type de roche, il semble n'y avoir qu'une seule génération de ces minéraux; ils sont vraisemblablement contemporains des amphiboles 1, car fréquemment en inclusions dans les amphiboles 2 (Fig. 94).

Comme les amphiboles, ils proviennent d'une réaction entre ferromagnésiens anciens (orthopyroxènes) et plagioclases; cette réaction s'accompagne souvent de la libération de quartz et d'un peu de calcite (Fig. 93).

. plagioclase (0 à 30%, en moyenne 10%) :

- quelques mesures par la méthode des indices ont permis de déterminer de la bytownite (An_{70} à An_{85}).

- cependant, on observe souvent une deuxième génération de plagioclase plus albitique, en auréoles autour des noyaux de bytownite (Fig. 95). On trouve parfois des feldspaths de cette deuxième génération en reliques dans les quartz formés au cours de la réaction décrite au paragraphe précédent (Fig. 97). Les indices étant alors très voisins de ceux du quartz, on peut penser qu'il s'agit d'une andésine.

. quartz (0 à 5%) : il est toujours très peu abondant quand il existe, et se présente fréquemment en liserés entre les orthopyroxènes et les biotites (Fig. 93).

. carbonates (calcite-dolomite) : ils peuvent constituer jusqu'à 10% du volume, mais sont en général accessoires.

La dolomite se présente fréquemment en liserés entre les olivines et les amphiboles (Fig. 91).

. minéraux tardifs : ils sont toujours très peu abondants. La chlorite provient, quand elle existe, de l'altération des phlogopites-biotites; la séricite et la pistacite-clinozoïsite de celle des plagioclases.

En résumé, on peut dire que ces faciès sont caractérisés par :

- l'abondance de ferromagnésiens anciens de type chrysolite ou bronzite.

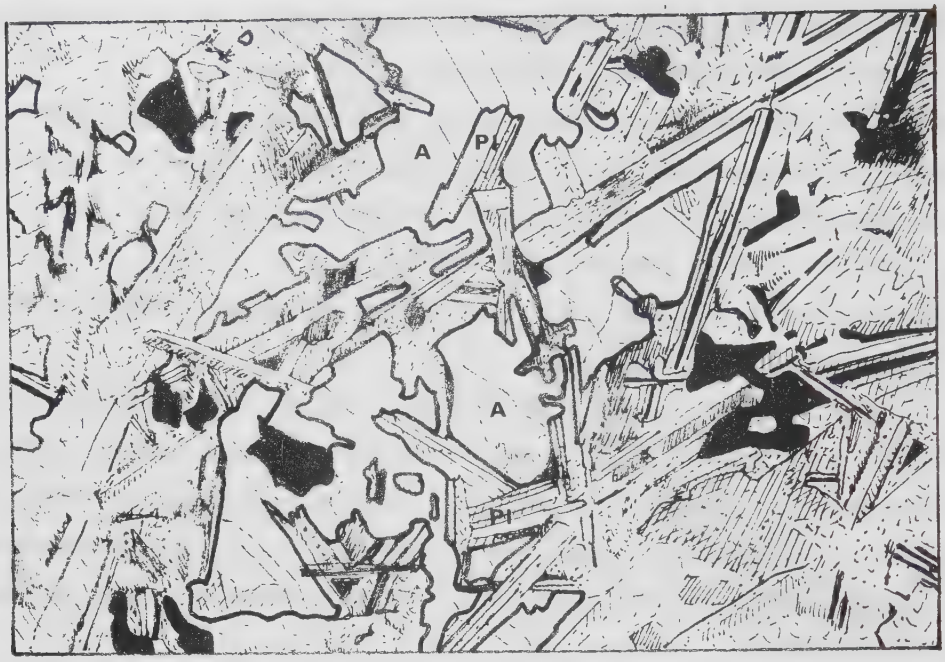
- des ferromagnésiens plus récents qui reprennent les précédents (biotite-phlogopite, hornblende); les hornblendes peuvent montrer deux générations bien distinctes.

- deux générations de plagioclase, la première très basique (bytownite) , la seconde plus acide (andésine).

Au point de vue pétrographique, l'association orthopyroxène-olivine + plagioclase basique en fait des norites à olivine.

3.2.1.2. Les diorites quartziques

Ce sont les plus abondantes des basites. Elles montrent une structure



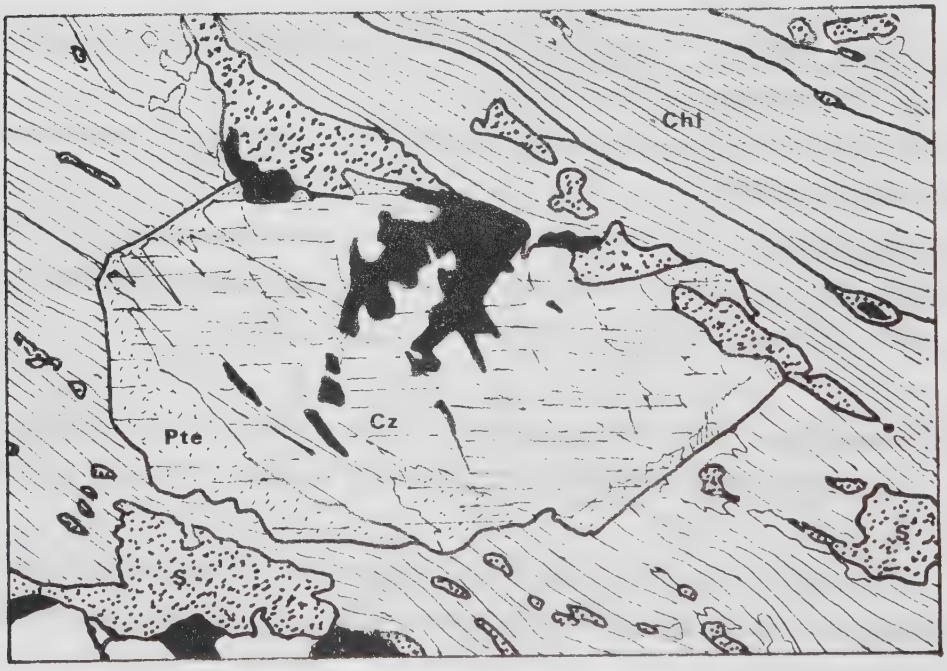


Fig.98 - (x40) - Structure doléritique d'une diorite quartzique.

A Amphibole **Pl** Plagioclase

Fig.99 - (x155) - Biotite chloritisée avec libération de sphène et d'épidote (coeur de clinozoïsite très dispersive, liseré coloré de pistacite, pénétrant dans les clivages).

Chl Chlorite **S** Sphène

Cz Clinozoïsite **Pte** Pistacite

grenue, rarement doléritique (intersertale).

Ce sont des roches comparables aux précédentes, mais ayant subi des recristallisations plus poussées . Elles sont alors à peine plus claires, et montrent à l'oeil nu une plus grande quantité de biotites, amphiboles, plagioclases.

Cartographiquement, elles n'ont pas été séparées des norites s. str. . Au même type appartiennent les roches cartographiées comme diorites (δ , massif de Fezianeh);

Macroscopiquement, on y distingue environ 50 % de plagioclases blancs et 50 % de ferromagnésiens verts (amphiboles, chlorites).

Minéraux principaux :

+amphibole +biotite +plagioclase ±quartz

Minéraux accessoires :

±microcline ±orthopyroxène (reliques) ±apatite ±zircon ±ilménite ±opaques

Minéraux tardifs :

±tourmaline ±chlorite ±séricite ±muscovite ±talc ±trémolite-actinote ±orthoamphibole ±scapolite ±pistacite-clinozoïsite ±allanite ±pumpellyite ±prehnite ±sphène ±sagénite-rutile ±calcite.

Etudions maintenant ces différents minéraux un peu plus en détail.

. amphibole (15 à 95 %, en moyenne 35 %) : on peut en distinguer en général deux générations au moins, la deuxième, comme dans le cas précédent,se présentant fréquemment en grands cristaux poecilitiques englobant les biotites et les petites amphiboles de première génération.

Il s'agit dans les deux cas de hornblende, rarement incolore, généralement pléochroïque dans les verts clairs, quelquefois vert olive plus ou moins bleuté, avec parfois une légère tendance brunâtre.

Leur mode de formation est vraisemblablement le même que précédemment, mais les recristallisations sont ici plus poussées, et les olivines ou orthopyroxènes ont en général totalement disparu.

Elles résistent en général assez bien aux déstabilisations, mais sont parfois un peu recristallisées en trémolite-actinote, chlorite, sphène, oxydes opaques, clinozoïsite, parfois calcite; la première génération est plus souvent déstabilisée que la deuxième.

Dans de rares cas (structure doléritique intersertale), ces amphiboles remplissent les vides entre les lattes de plagioclase (Fig. 98). Elles contiennent alors, de temps en temps, des reliques d'orthopyroxène.

. biotite (5 à 30 %, en moyenne 15 %) : là aussi, on distingue souvent deux générations;

- la première se présente en petits cristaux, facilement altérés,

parfois en association symplectique avec du quartz. Elle est vraisemblablement l'équivalent des biotites que nous avons décrites dans les norites.

- la seconde, en grands cristaux poecilitiques, est plus difficilement altérée (souvent uniquement à la périphérie).

Ces biotites, surtout celles de deuxième génération, sont souvent fortement pléochroïques (brun rouge à jaune clair), ce qui indique une forte teneur en titane (parfois exsolutions d'ilménite). Elles s'accompagnent parfois d'un peu de zircon et souvent d'apatite.

Elles peuvent être légèrement tordues, cassées, à extinction onduleuse.

Celles de première génération sont presque toujours altérées (chloritisation parfois complète avec cristallisation abondante de sphène, rarement de rutile prismatique, d'aiguilles de sagénite parfois extrêmement abondantes, de clinozoïsite, zoïsite, parfois d'allanite, ainsi que d'amandes de pumpellyite et/ou prehnite.

. plagioclase (10 à 55%, en moyenne environ 30%) : il présente lui aussi plusieurs générations, en général deux, parfois une troisième :

- la première se trouve au coeur des cristaux; elle est généralement intensément altérée, ce qui traduit une teneur en anorthite importante; il s'agirait donc du plagioclase hérité des norites.

- la seconde non altérée, plus albitique, se présente en liserés nettement distincts autour des noyaux calciques (Fig. 95). Les indices de réfraction sont voisins de ceux du quartz; on a donc là une andésine. Cependant, le passage avec la première génération peut être progressif (la partie interne de l'auréole est alors légèrement plus calcique).

- la troisième est peu fréquente; il s'agit d'albite, toujours liée à la prehnite, soit dans des filonnets recoupants, soit dans la roche elle-même en liserés autour des anciens plagioclases (Fig. 96).

L'altération des plagioclases 1 et 2 se traduit par la cristallisation de séricite (parfois talc), chlorite, clinozoïsite, calcite.

Le plagioclase est parfois complètement absent dans des roches qui sont alors très riches en amphiboles.

. quartz (0 à 25 %, en moyenne environ 10%): il contient parfois des reliques d'andésine à contours diffus, mais plus généralement, il recoupe franchement les plagioclases et les autres minéraux.

Minéraux accessoires (environ 5% avec les minéraux secondaires) :

. microcline : nous l'avons trouvé une fois à l'état de traces (1 %);il s'agit de microcline à aspect moiré, perthitique. A son contact, les plagioclases développent des myrmékites et certaines biotites montrent des associations symplectiques avec du quartz.

. apatite (0 à 2%) : on la trouve en fines inclusions, ou en gros cristaux prismatiques dans les quartz, plagioclases, biotites, amphiboles. Elle est parfois recoupée par l'altération tardive.

. zircon : très rare, en général absent.

. Ilménite (et autres minéraux opaques?) : on la trouve généralement en exsolutions dans les biotites dont elle traduit, au même titre que d'autres minéraux (sphène, rutile), la richesse en titane.

Minéraux tardifs:

Ils proviennent de l'altération des autres minéraux.

. chlorite (0 à 45%, en moyenne environ 5%) : il s'agit soit de chlorite magnésienne (non dispersive), soit de chlorite ferrifère, très dispersive, peu ou pas pléochroïque, souvent déformée. Elle provient le plus souvent de l'altération plus ou moins poussée d'anciennes biotites, mais parfois aussi des amphiboles plus résistantes. La transformation biotite (amphibole)-chlorite s'accompagne toujours de la libération abondante de sphène (dans les clivages), parfois sagénite (rarement rutile prismatique), ilménite, clinozoïsite, zoïsite, allanite, et d'amandes de pumpellyite et /ou prehnite.

. tourmaline (0 à 10%) : assez rare, pléochroïque dans les jaunes verdâtres (parfois bleus), elle se présente généralement en petits cristaux automorphes, ou en grandes plages poecilitiques par rapport aux amphiboles de deuxième génération.

. muscovite-talc : ces minéraux sont généralement rares, voire même absents. Quand ils existent, ils peuvent cependant atteindre 40%. Le talc se présente en petits cristaux fibroradiés ou en grandes plages; dans ce dernier cas, on peut faire des figures de lumière convergente qui indiquent une faible biaxie négative. On le trouve principalement comme produit d'altération des plagioclases et des orthoamphiboles quand elles existent.

. orthoamphibole : elle est présente seulement dans de rares cas et peut alors atteindre 40%. Elle se présente alors sous un faciès aciculaire bien développé; elle est facilement altérée en talc.

Des mesures ont été faites sur un échantillon d'un faciès riche en xénolithes alumineux. On peut alors supposer qu'il s'agit d'une orthoamphibole alumineuse, c'est à dire d'une gédrite suivant la terminologie de J.C. RABBITT (1948, in D.H.Z., vol. 2, p. 211). Cette hypothèse semble confirmée par un diagramme de rayons X. L'indice mesuré n_g étant d'environ 1,648, on aurait là une gédrite très magnésienne (environ 10% Fe).

. scapolite : on en trouve exceptionnellement et en faible quantité; elle est alors associée aux orthoamphiboles.

. épidote (0 à 10%) (Fig. 99) : il s'agit en général de clinozoïsite ou zoïsite dispersive, ou de pistacite, rarement d'allanite pléochroïque. Elle se présente

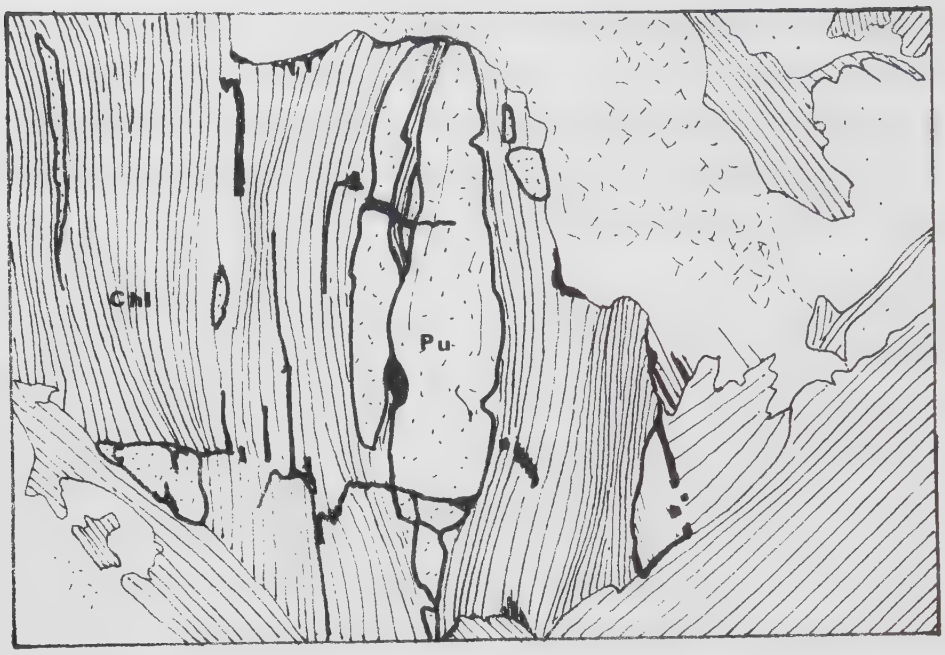


Fig.100 _(x195)_ Amande de pumpellyite dans une biotite chloritisée.(lumière naturelle).

Pu Pumpellyite **Chl** Chlorite

Fig.101 _(x155)_ Biotite chloritisée avec développement de prehnite.

Pr Prehnite **Chl** Chlorite

en cristaux prismatiques ou en agrégats, et provient de l'altération des plagioclases et des ferromagnésiens.

. pumpellyite (Fig. 100) : elle se présente fréquemment en inclusions lenticulaires à fort relief dans des biotites partiellement ou complètement chloritisées. C'est en particulier ce mode de gisement qui a permis son identification (H. STRUWE, 1958, in D. H. Z. , vol. 1, p. 233).

. prehnite (0 à 10%) : elle n'est déterminable avec certitude que dans quelques échantillons (minéral à fort relief présentant parfois une légère coloration verdâtre, à extinction roulante).

Elle se présente soit dans des filonnets recoupants, associée à de l'albite et de la calcite; soit en altération des plagioclases et associée alors à une nouvelle génération d'albite (plagioclase 3, Fig. 96); soit encore comme produit d'altération des biotites (elle montre alors un habitus un peu similaire à celui de la pumpellyite; Fig. 101).

Elle est postérieure aux amphiboles qu'elle renferme en inclusions.

On la trouve parfois associée à de la clinozoïsite.

. sphène (0 à 10%) (Fig. 99) : presque omniprésent, on le rencontre rarement en gros cristaux automorphes, le plus souvent en agrégats informes dans les clivages des chlorites, parfois des amphiboles.

. sagénite : il s'agit peut être parfois d'un minéral accessoire primaire, mais il est également dû à une déstabilisation secondaire des biotites, comme c'est le cas dans certaines roches métamorphiques et dans les granites. De toute façon, elle est ici peu abondante.

Signalons la présence exceptionnelle de rutile prismatique, également comme produit d'altération des biotites.

. calcite (0 à 5%) : soit en agrégats, soit en filonnets recoupants.

En résumé, on peut voir dans ces faciès des roches comparables aux norites, mais dans lesquelles olivine et orthopyroxène ont complètement disparu. La plupart des minéraux ont de plus été tardivement altérés.

3. 2. 1. 3. Les granodiorites (δ d)

Bien qu'il ne s'agisse pas de roches basiques à proprement parler, nous allons les étudier ici à cause de leur gisement. Elles sont en effet étroitement associées à ces roches basiques. Nous verrons plus loin la raison de cette association.

L'étude microscopique montre une structure grenue et l'association minérale suivante :

Minéraux principaux :

+plagioclase +quartz +biotite ±amphibole ±microcline

Minéraux accessoires :

+zircon +apatite +oxydes opaques

Minéraux tardifs :

±muscovite ±chlorite ±tourmaline ±épidote ±allanite ±sphène ±rutile ±calcite ±pumpellyite ±prehnite

Minéraux principaux :

. plagioclase (18 à 51 %, en moyenne environ 40 %) : on peut en distinguer trois catégories :

- d'une part, des cristaux subautomorphes, souvent fortement altérés (saussuritisés). Ils contiennent parfois des petits globules de quartz.

Leur détermination optique, souvent impossible à cause de l'altération, a néanmoins permis de montrer qu'il s'agissait d'andésine (An_{45}-An_{50}), parfois de labrador (An_{70}).

- d'autre part, une génération englobe les précédents ou se trouve en cristaux subautomorphes disséminés. Ils présentent des myrmékites au contact des microclines quand ils existent. Toujours frais, ils ont une composition constante nettement moins calcique (oligoclase) et montrent fréquemment un liseré albitique à leur périphérie.

- enfin, une troisième catégorie se présente en filonnets recoupants; il s'agit d'albite associée à de la chlorite, de l'épidote, du quartz, de la calcite.

. quartz (17 à 34 %, en moyenne 25 %) : interstitiel, dans les filonnets recoupants, ou en globules dans les plagioclases.

. microcline (1 à 9 %, en moyenne 4 %) : les rares microclines sont soit perthitiques, xénomorphes, poecilitiques par rapport aux plagioclases, soit interstitiels.

. biotite (12 à 24 %, en moyenne 20 %) : on la trouve en grands cristaux parfois tordus. Elle est très souvent déstabilisée en chlorite, épidote, sphène, rutile, ilménite, pumpellyite et/ou prehnite.

. amphibole (0 à 13 %, en moyenne 5 %) : il s'agit généralement de hornblende verte, parfois de trémolite-actinote.

Minéraux tardifs :

Ils présentent les mêmes caractéristiques, les mêmes habitus et la même fréquence que dans les diorites quartziques précédemment décrites.

3.2.1.4. Les xénolithes alumineux

On les trouve aussi bien dans les norites que dans les diorites quartziques, les granodiorites, et même dans les granites, rappelons le.

A l'oeil nu et sur le terrain, on observe de petits xénolithes (1 à 5 cm) subprismatiques, formés d'un mélange microcristallin, homogène, de couleur généralement gris verdâtre clair, parfois rayable à l'ongle. On observe de plus souvent une auréole réactionnelle de couleur claire entre les xénolithes et la roche elle-même.

Par leur forme et leur taille, ils rappellent les sillimanites prismatiques si caractéristiques de certains faciès métamorphiques thermiques.

L'association minérale est la suivante :

±corindon ±spinelle ±pistacite-clinozoïsite +séricite +chlorite ± biotite ±plagioclase ±calcite ±sphène ±oxydes opaques

Mais en fait, séricite et corindon sont de loin les plus fréquents, les autres minéraux pouvant être en général considérés comme accessoires.

Ces xénolithes sont fréquemment zonés (Fig. 103).

. corindon : C'est un minéral courant des xénolithes, mais sa quantité est en général assez faible.

Sa présence a été confirmée par des études aux rayons X.

Il se présente en gros cristaux millimétriques parfois maclés, à relief extrême et biréfringence faible (gris du premier ordre), ou en prismes allongés à extinction droite, orientés parallèlement les uns aux autres (suivant deux ou trois directions).

Lorsqu'il y a zonation, on le trouve toujours au coeur des xénolithes.

Il est presque toujours corrodé et altéré, parfois complètement en chlorite non dispersive (Fig. 102), ou exceptionnellement en biotite.

. spinelle : bien que souvent absent, il peut exister en quantité abondante associé au corindon. Il s'agit probablement, de par sa couleur vert profond, d'hercynite. Il est parfois déstabilisé en épidote + séricite (ou talc).

. épidote : elle est en général assez peu abondante; il s'agit soit de pistacite, soit de clinozoïsite.

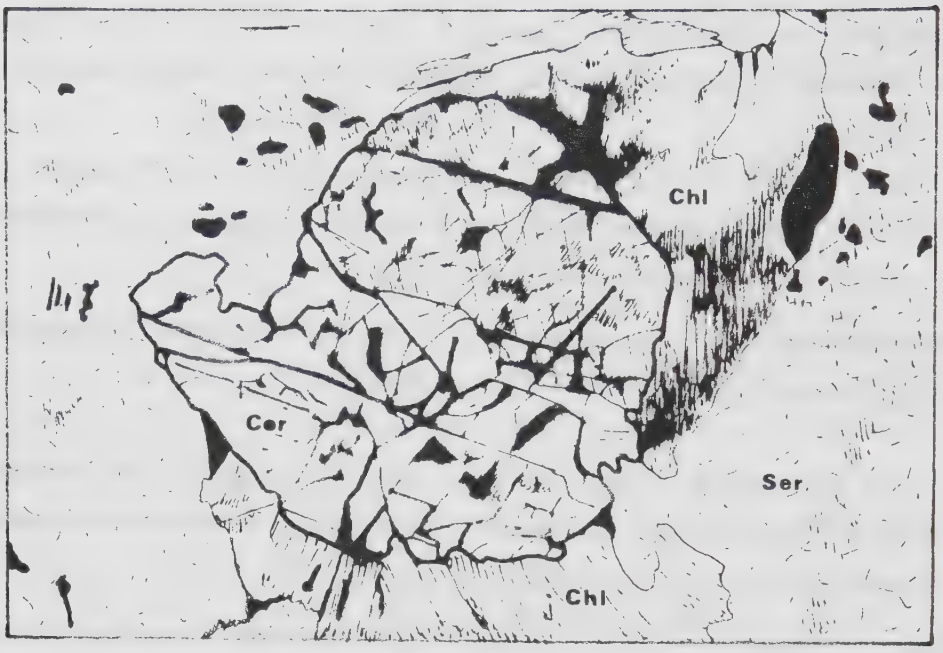
. séricite : c'est le plus courant et le plus abondant des minéraux des xénolithes.

. chlorite : une détermination aux rayons X a permis d'établir la formule théorique suivante (W. PETRUK, 1964, in R. AUMAITRE et G. BUFFET, 1973)

$$(Mg_{3,07}\ Fe^{t}_{1,53}\ Al_{1,38})\ (Si_{2,62}\ Al_{1,38})\ O_{10}\ (OH)_{8}$$

Il s'agit donc d'une corindophyllite suivant la terminologie de M.H. HEY (1954).

C'est une chlorite non dispersive assez biréfringente (gris du premier ordre); elle représente surtout le produit d'altération des corindons, mais on en trouve parfois en grands cristaux dans les auréoles externes des xénolithes.



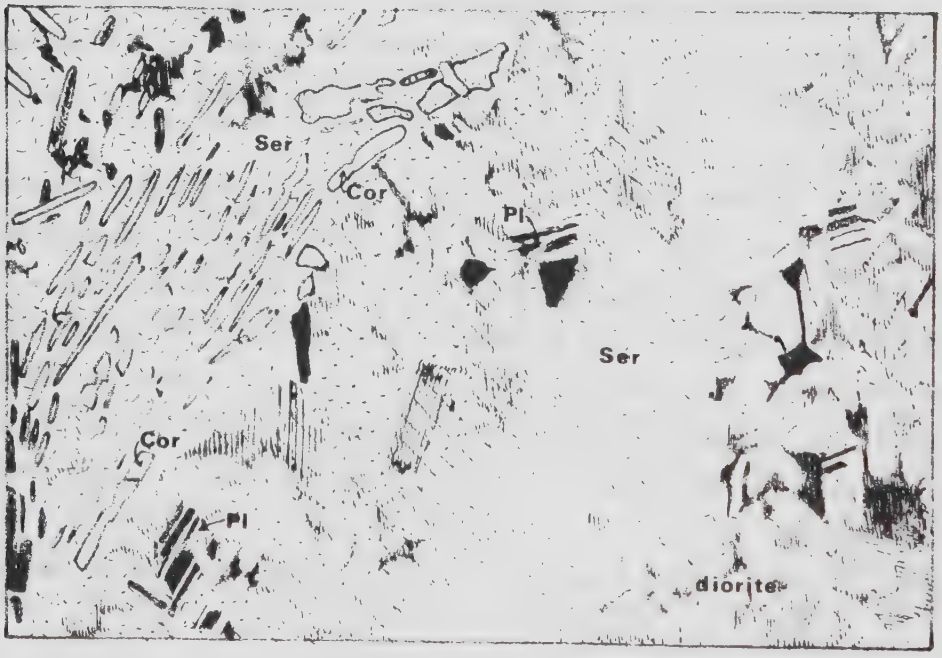


Fig. 102 - (x100) - Corindon déstabilisé en chlorite dans un xénolithe alumineux.

Cor Corindon **Chl** Chlorite **Ser** Sericite

Fig. 103 - (x40) - Auréoles réactionnelles de plagioclase et de sericite entre un xénolithe alumineux et une roche basique.

Cor Corindon **Pl** Plagioclase **Ser** Sericite

. biotite : on en trouve parfois des traces, cristallisées aux dépens des corindons; elle est alors secondairement chloritisée.

. plagioclase : assez rare, on le trouve parfois en abondance dans certains xénolithes zonés faiblement sériciticés. Il se trouve alors principalement dans l'auréole intermédiaire, et un peu au coeur (Fig. 103).

. sphène, calcite et oxydes opaques : sont toujours accessoires.

En résumé, on peut dire que ces xénolithes sont essentiellement composés de minéraux alumineux (corindon, hercynite, séricite, corindophyllite, plagioclase), magnésiens et ferrifères (corindophyllite, hercynite), aussi calciques et alcalins (plagioclase, séricite).

Un échantillon des granites a montré à l'étude microscopique des reliques d'andalousite. Des diagrammes aux rayons X ont également permis de déceler, dans des xénolithes des diorites quartziques, de la sillimanite à l'état de traces.

3. 2. 2. Interprétation pétrogénétique des roches basiques

3. 2. 2. 1. Chronologie des cristallisations

Il ressort des descriptions précédentes que les différents faciès des roches basiques ne sont pas fondamentalement différents les uns des autres, et sont simplement des stades plus ou moins poussés d'une même évolution. C'est d'ailleurs ce qui apparaissait sur le terrain, et seul le microscope a permis de distinguer les norites des diorites quartziques. Tous les intermédiaires existent donc entre les différents faciès (norite-diorite quartzique-granodiorite), et la classification que nous avons présentée est artificielle. Dans ce chapitre, nous allons essayer de retracer cette évolution.

- les norites :

elles semblent être les roches les moins évoluées (ou les mieux préservées) de cette suite, car elles présentent souvent une seule génération de nouveaux minéraux ferromagnésiens (amphibole, biotite). Il s'agissait donc, au moment de l'intrusion, et juste avant la cristallisation du magma, d'une norite dont les différents constituants n'étaient pas à l'équilibre (nous en verrons plus loin la raison).

Ils s'est donc produit une première phase de cristallisations, incomplètes, qui auraient été stoppées par la solidification du magma; ces cristallisations sont en effet probablement tardimagmatiques car les auréoles réactionnelles d'amphibole, minéral hydraté, sont peu développées, ce qui va bien avec l'ambiance relativement anhydre de la fin de cristallisation d'un magma basique.

Ces cristallisations sont illustrées par les réactions que nous avons observées entre les olivines ou les orthopyroxènes, et les plagioclases. On pourrait formuler ces réactions de la manière suivante, qui est en accord avec les observations :

$$3\,(SiO_4)\,Mg_2 + 4\,(Si_2Al_2O_8)\,Ca + 2\,H_2O + SiO_2 \longrightarrow 2\,(Si_6Al_2O_{22}/(OH)_2)\,Ca_2Mg_3Al_2 \quad (4)$$

forstérite — anorthite — hornblende

$$6\,(SiO_3)\,Mg + (Si_2Al_2O_8)\,Ca + K_2O + 2\,H_2O + CO_2 \longrightarrow 2\,(Si_3AlO_{10}/(OH)_2)\,KMg_3 + 2\,SiO_2 + CaCO_3 \quad (5)$$

enstatite — anorthite — phlogopite — quartz — calcite

En effet:

. les minéraux en présence sont essentiellement magnésiens; nous n'avons donc pas tenu compte de la partie ferrifère, qui d'ailleurs, nous l'avons vu, semble fréquemment être libérée à l'issue des réactions (oxydes opaques, fantômes de ferromagnésiens anciens dans les amphiboles); la dolomite qui s'observe parfois entre les olivines et les amphiboles néoformées serait dûe à un excès de magnésium, non absorbé par la réaction.

. la fraction calcique du plagioclase semble intervenir préférentiellement dans les réactions (4) et (5). La deuxième génération de plagioclase plus sodique (andésine) s'expliquerait donc par la disparition d'anorthite, d'où un enrichissement relatif du plagioclase en albite.

Remarquons cependant que la réaction (5) suppose la présence d'un peu de potassium dans le magma, et la réaction (4) celle d'un peu de quartz (qui pourrait cependant provenir au moins en partie de la réaction (5)).

Dans certaines norites apparaît nettement une deuxième phase de cristallisations, postérieures aux cristallisations 1, et donc postérieures à la solidification du magma. Ces recristallisations sont beaucoup plus poussées (grandes amphiboles 2 poecilitiques) que les cristallisations 1; elles traduiraient donc une remobilisation des éléments en présence de fluides (H_2O), avec apport d'éléments comme la silice. Etant donné le gisement des roches basiques, qui nous l'avons vu, se trouvent en enclaves dans un batholite granitique, nous attribuons ces recristallisations à l'intrusion du granite (1).

---

(1) On pourrait imaginer que ces cristallisations 2 sont plutôt dûes à un métamorphisme des roches basiques, et donc que la chronologie que nous avons établie (cf. 3.1.1.) est fausse; les roches basiques seraient alors antérieures...

- les diorites quartziques :

elles montrent les mêmes minéraux (deux générations d'amphibole-biotite-plagioclase), et sont donc le résultat de la recristallisation plus poussée des norites avec contamination par des éléments d'origine granitique :

. la silice (abondance du quartz)

. le potassium (biotite 2 abondante, microcline qui d'ailleurs indique bien une température compatible avec celle du granite, lui aussi riche en microcline)...

- les granodiorites :

elles seraient le fruit de recristallisations et de contaminations encore plus poussées.

Quelques analyses chimiques ont été effectuées sur ces différents faciès; les résultats sont les suivants :

Nature	Diorite	Diorite quartz.	Norite	Norite	Norite
N0	17	28	1	16	37
SiO_2	56,80	49,68	52,70	45,85	45,85
Al_2O_3	15,50	10,69	8,40	13,50	9,06
Fe_2O_3	3,05	1,32	1,20	2,20	2,16
FeO	4,55	7,24	7,20	7,45	8,37
MgO	5,35	14,53	17,55	18,35	23,50
CaO	8,50	9,98	9,75	10,35	4,55
Na_2O	2,75	1,04	0,85	1,10	0,73
K_2O	1,90	0,87	0,80	0,20	0,25
TiO_2	0,65	0,39	0,50	0,40	0,26
P_2O_5	0,10	0,12	0,05	0,05	0,08
MnO	0,15	0,14	0,20	0,15	0,14
H_2O^+	1,25	1,42	1,00	1,10	3,75
H_2O^-	0,15	0,07	0,10		0,05
CO_2		1,89			1,03
Total	100,70	99,38	100,30	100,70	99,78

---

(1) (suite de la page précédente) ... au métamorphisme. Or, nous savons que ce métamorphisme est au moins pour partie contemporain des déformations; cela se traduirait donc dans les structures des roches basiques (minéraux 1 déformés, ou recoupés par la schistosité S_1, minéraux 2 orientés) : nous savons qu'il n'en est rien.

Nature	Granodiorites					
N°	4	9	11	34	35	38
SiO_2	56,50	61,65	61,40	65,93	62,08	64,36
Al_2O_3	16,30	16,30	15,55	16,98	16,74	15,90
Fe_2O_3	3,95	1,85	1,07	1,09	1,52	1,00
FeO	4,30	4,00	5,52	4,02	4,34	4,28
MgO	5,90	3,50	4,05	1,17	1,77	1,44
CaO	5,45	6,30	4,77	0,83	3,81	3,60
Na_2O	2,85	2,65	2,14	2,29	3,35	3,77
K_2O	2,50	2,10	2,25	4,25	2,84	3,31
TiO_2	0,40	0,70	0,70	0,59	0,73	0,45
P_2O_5	0,15	0,20	0,16	0,17	0,25	0,16
MnO	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,06
H_2O^+	1,95	1,15	1,18	1,29	1,07	0,83
H_2O^-	0,10	0,05	0,03	1,08	0,12	0,09
CO_2			0,82	1,16	0,83	0,83
Total	100,45	100,55	99,73	99,95	99,53	100,04
minéraux normatifs						
Q	8,76	18,62	23,11	32,02	21,33	21,33
Or	14,79	12,42	13,31	25,14	16,80	19,58
Ab	24,09	22,40	18,09	19,36	28,31	31,52
An	24,25	26,33	17,46		12,06	8,12
Cor			3,18	8,60	3,72	3,19
Mt	5,73	2,68	1,55	1,58	2,20	1,45
Ca			1,86	1,09	1,89	1,89
Di	19,66	15,11				
Hy			18,38	8,61	10,08	10,93
Ap	0,36	0,47	0,38	0,40	0,59	0,38
Il	0,76	1,33	1,33	1,12	1,39	1,05

N°	17	28	1	16	37
Q	8,42	0,46	2,35		
Or	11,23	5,17	4,73		
Ab	23,27	8,79			
An	24,30	22,08	16,74	31,30	15,60
Lc				0,92	1,18
Ne			3,89	5,03	3,35
Cor					1,86
Mt	4,43	1,93	1,74	3,30	3,14
Ca		4,30			2,34
Di	25,61	54,36	68,69		
Hy				46,74	57,42
Ol				13,68	10,57
Ap	0,24	0,30	0,13	0,13	0,20
Il	1,23	0,75	0,94	0,76	0,59

Les variations de composition chimique qui accompagnent les phénomènes de contamination sont illustrés par les diagrammes suivants :

. diagramme $MgO-Na_2O-K_2O$ de H. DE LA ROCHE (1965) (Fig. 104):
on constate un appauvrissement en Mg corrélativementà une augmentation des alcalins (dont les proportions relatives ne varient cependant pas ou peu), des norites aux diorites, diorites quartziques, granodiorites et granites.

. diagramme K.C.N. (Fig. 105) :
le même phénomène s'observe pour l'anorthite vis-à-vis de l'orthose et de l'albite virtuelles.

. diagramme de variation des paramètres de NIGGLI (Fig. 106) :
on constate sur ce diagramme que quand si augmente :
- fm et ca diminuent
- al et alk augmentent.

Nous avons vu que les minéraux des roches basiques et ceux des granodiorites ont été déstabilisés en chlorite, minéraux calciques, etc..., en même temps qu'ont cristallisé un certain nombre de minéraux d'origine pneumatolytique (tourmaline, scapolite, orthoamphibole, talc, etc...). Ces déstabilisations sont donc l'effet d'une pneumatolyse. Des recristallisations de ce type affectent également, nous le savons, les roches métamorphiques, en particulier à proximité des pegmatites, et les granites eux-mêmes. Elles sont donc contemporaines de la phase pneumatolytique terminale du granite (altération deutérique).

Certains faciès comme les norites (de même que certaines cornéennes granitisées) ont pu se montrer particulièrement imperméables aux fluides, et n'ont par conséquent subi qu'une pneumatolyse faible.

Nous étudierons un peu plus en détail les conditions de cette pneumatolyse dans le chapitre 3.4.

3.2.2.2. Phénomènes d'assimilation : "noritisation"

3.2.2.2.1. Evidence de l'assimilation

- Rappelons que les roches basiques se sont mises en place dans des roches métamorphiques riches en alumine. Elles contiennent des xénolithes alumineux.

- Nous avons vu d'autre part que ces xénolithes présentaient fréquemment des zonations (auréole réactionnelle avec le magma), le coeur étant plus alumineux que la périphérie.

- Enfin, la forme subprismatique de ces xénolithes rappelle celle

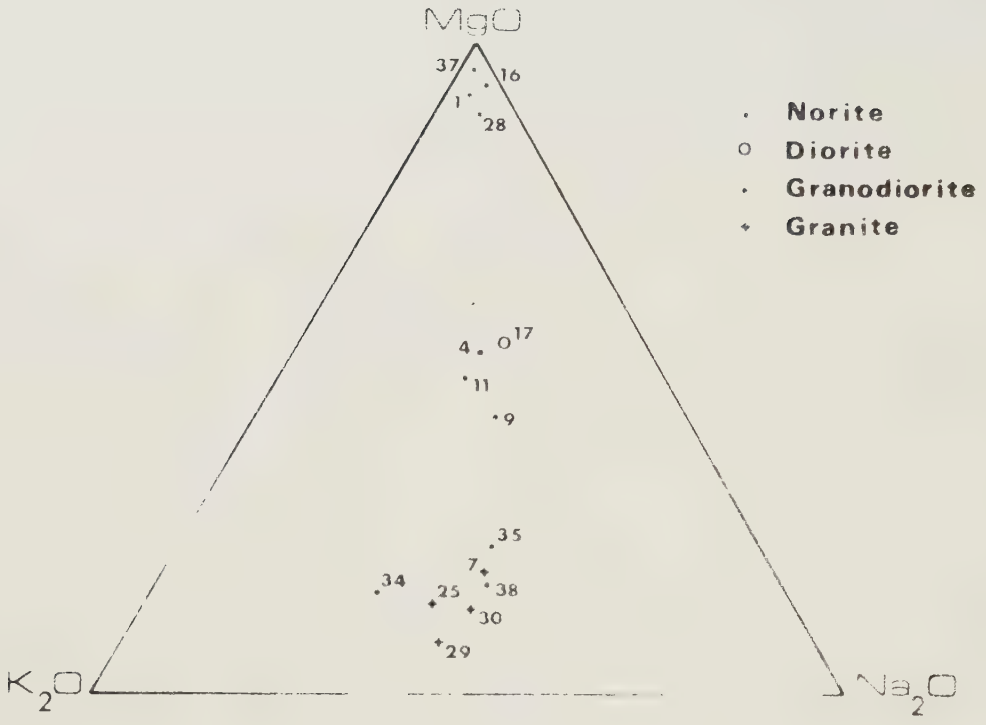


Fig. 104 - Diagramme MgO, Na_2O, K_2O de H. de la ROCHE

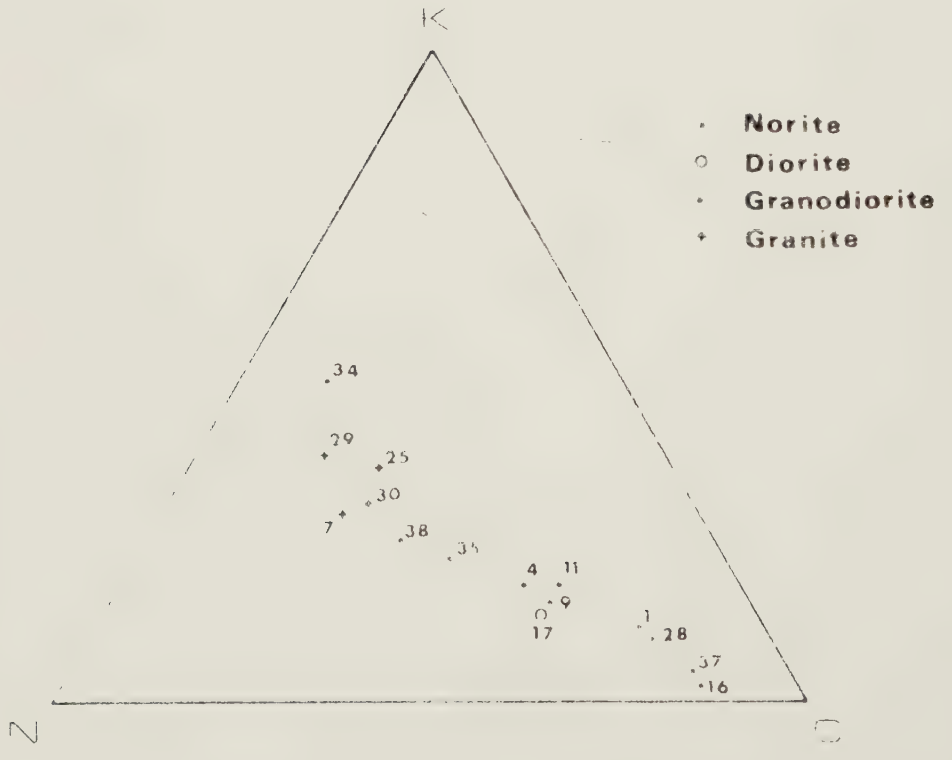


Fig. 105 - Diagramme K, C, N

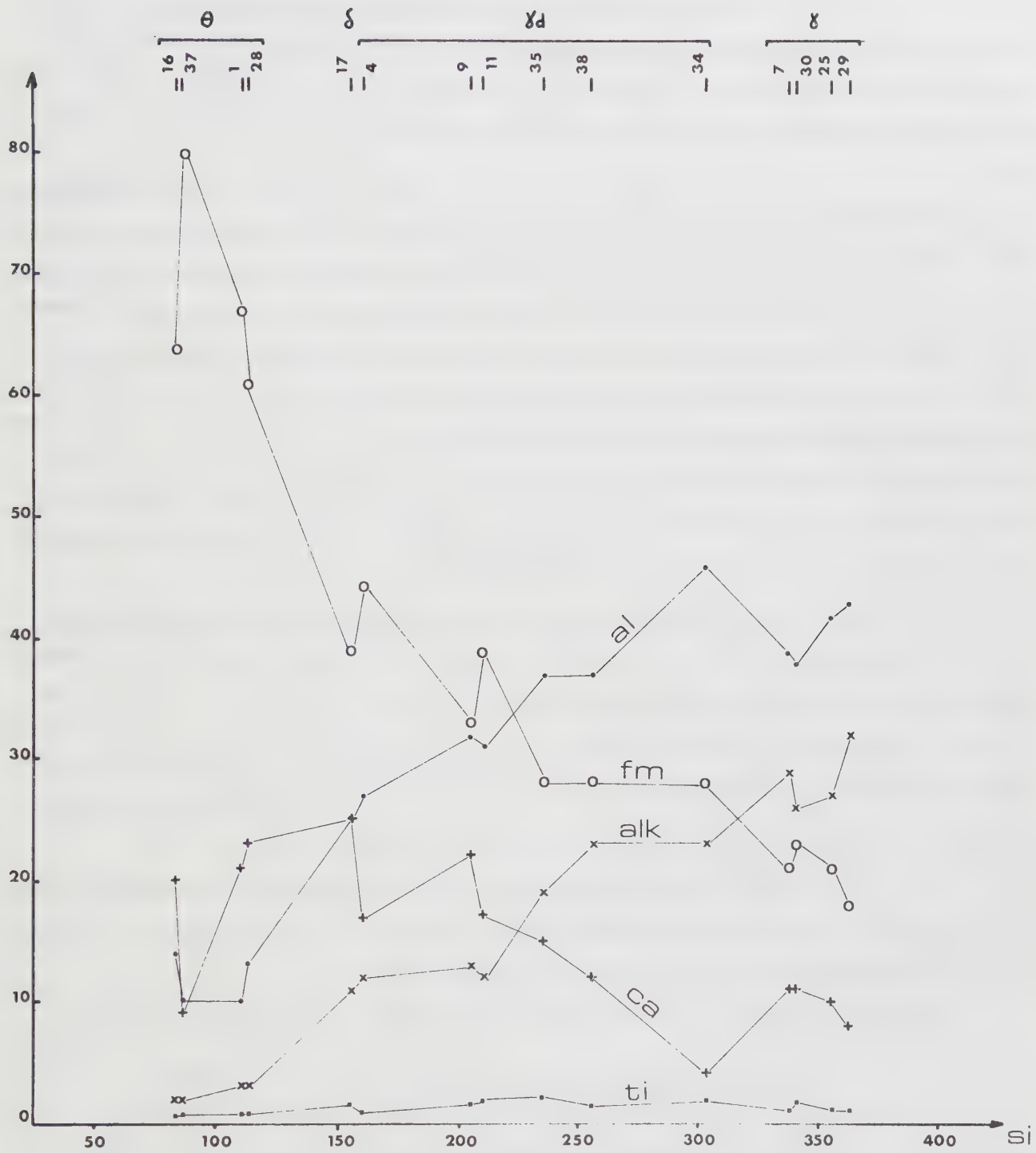


Fig. 106 –Variations des paramètres de NIGGLI

des sillimanites des roches métamorphiques; la présence de sillimanite à l'état de traces a d'ailleurs été confirmée par les rayons X.

Ces trois points nous conduisent à penser que ces xénolithes étaient initialement des silicates d'alumine qui ont réagi avec le magma basique, donnant des zonations caractéristiques. Cela expliquerait la présence d'éléments comme le magnésium dans les xénolithes (chlorite) qui aurait été ainsi extrait du magma. Cette réaction semble avoir été parfois poussée assez loin, puisque nous avons pu observer quelques fantômes de xénolithes, essentiellement formés de séricite.

Ces xénolithes ont comme la roche elle-même subi des recristallisations dûes au granite (biotite) et à sa phase pneumatolytique finale (séricite, chlorite).

Tout ceci rejoint les observations de H. H. READ (1935) qui cite le cas d'un magma basaltique contaminé par l'assimilation de matériaux argileux et riche en xénolithes à sillimanite (p. 627). Il nous dit : " N. L. BOWEN montre que, sous certaines conditions transitoires, un niveau de corindon + spinelle + cordiérite peut se former autour d'un xénolithe à sillimanite. Ce système dans son ensemble n'est pas en équilibre, mais cet état transitoire peut être fixé par la consolidation du magma. De tels assemblages de corindon, spinelle, et cordiérite représentent la réaction entre le magma et les inclusions, arrêtée à mi-chemin" (1).

Ainsi donc, tout ceci suggère une assimilation de matériel alumineux par le magma basique. Cela rejoint la remarque que nous avions faite à propos des norites et de leurs cristallisations tardimagmatiques : les olivines et les orthopyroxènes ont réagi spontanément en fin de cristallisation car ils n'étaient pas à l'équilibre; les plagioclases sont donc intervenus à un stade tardif des cristallisations : ils sont ainsi eux aussi le reflet de phénomènes d'assimilation par le magma basique.

Une telle assimilation pourrait expliquer la présence d'éléments comme le potassium (biotite) et le silicium (quartz) dans les norites (quoique le quartz puisse se trouver dans les magmas tholéiitiques) ;

Mais quelle pouvait être la nature du magma avant l'assimilation?

3. 2. 2. 2. 2. Nature du magma

D. H. Z. (1963) nous disent (vol. 2, p. 34-35) :

"L'orthopyroxène est le constituant ferromagnésien essentiel des norites, et si quelques unes de ces roches pourraient avoir cristallisé à partir d'un magma

(1) Rappelons que ce type de réaction n'est pas spécifique des roches basiques, puisque des phénomènes identiques de déstabilisation des silicates d'alumine ont pu être observés dans le granite.

basique non contaminé, beaucoup de norites, comme celles à cordiérite-biotite du complexe de Haddo House, Aberdeenshire (H. H. READ, 1935), montrent l'évidence d'une assimilation de sédiments riches en alumine, ou de roches métamorphiques par un magma basaltique (...)Dans la plupart des norites, l'orthopyroxène est soit de la bronzite, soit de l'hypersthène".

BOWEN démonte le mécanisme de l'assimilation (in H. H. READ, 1935, p. 627), et montre qu'une partie du matériel argileux dont la composition correspond à une somme d'oxydes en proportion égale à celle qui entre dans certaines roches ignées "acides" est extraite et incluse dans le magma qui est ainsi modifié en norite (augmentation de la teneur en anorthite des plagioclases et cristallisation d'orthopyroxène magnésien). Il reste alors une fraction enrichie en Al-Fe ("surplus"), d'où cristallisation de xénolithes à sillimanite.

Dans notre cas particulier, les intrusions se sont faites dans des roches déjà métamorphiques, dont la fraction alumineuse était au moins pour partie déjà exprimée sous forme de silicates d'alumine. Par conséquent, la fraction "acide" a été digérée par le magma, tandis que le "surplus" alumineux restait sous forme de xénolithes subprismatiques. Ces xénolithes ont ensuite réagi eux-mêmes avec le magma, et ont même pu dans certains cas être assimilés à leur tour (fantômes de xénolithes à séricite seule).

Dans le cas d'une origine des norites à partir d'un magma basaltique, l'orthopyroxène est dû à une réaction du type (6) (D. H. Z., 1963, vol. 2, p. 34-35) :

$$\underset{\text{augite}}{Ca\,(Mg,Fe)\,Si_2O_6} + Al_2SiO_5 \longrightarrow \underset{\text{hypersthène}}{(Mg,Fe)\,SiO_3} + \underset{\text{anorthite}}{CaAl_2Si_2O_8} \qquad (6)$$

Cette réaction laisse en général subsister, dans les norites classiques, une certaine quantité de pyroxène calcique à côté de l'hypersthène; or, les norites que nous avons observées ne contiennent pas de pyroxène calcique (seulement quelques fines exsolutions parfois présentes dans les clivages des orthopyroxènes). Cela conduit à rechercher une origine différente pour les orthopyroxènes, et donc pour les norites elles-mêmes.

Voyons maintenant ce que peut nous apporter l'étude pétrochimique.

Nous utiliserons le diagramme de V. MANSON (in H. H. HESS et A. POLDERVAART, 1967, vol. 1, p. 242) qui a étudié statistiquement plusieurs milliers de roches basaltiques provenant du monde entier.

Il a classé ces roches en fonction de quatre termes extrêmes :

- les variations du terme 1 représentent essentiellement les variations de la teneur en Al_2O_3.
- le terme 2, les variations surtout en MgO et en CaO.
- le terme 3, les variations en FeO.
- le terme 4, les variations en SiO_2.

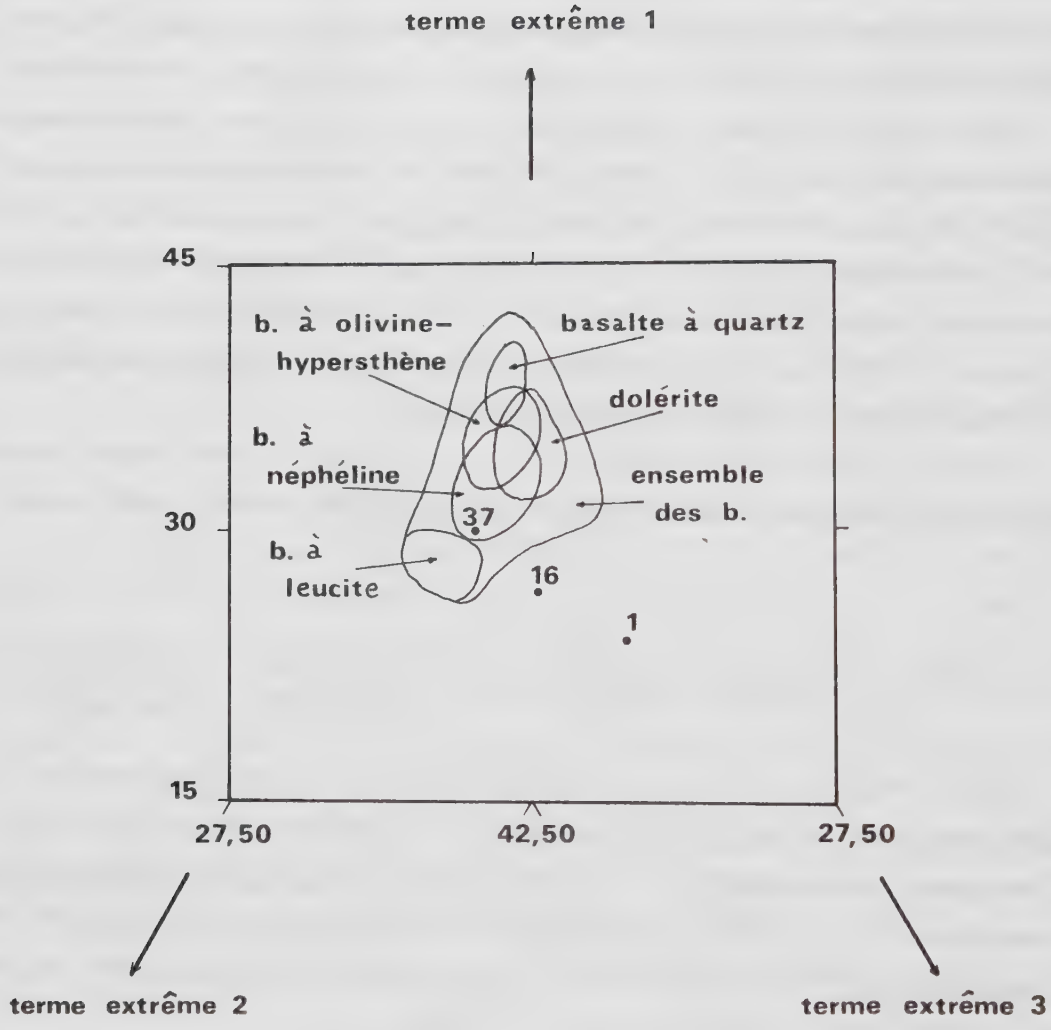


Fig. 107 –Diagramme de classification des basaltes de V. MANSON

(in H.H. HESS et A. POLDERVAART, 1967)

Il a reporté ces analyses sur un diagramme tétraèdrique. Pour des raisons de commodité d'emploi, on utilise en fait un diagramme triangulaire : projection sur la face 1, 2, 3, par rapport au pôle 4, des points représentatifs des basaltes.

Nous avons pointé sur ce diagramme les analyses de trois norites (Fig. 107).

On constate que deux d'entre elles tombent en dehors du domaine des basaltes, et de plus très loin du champ des basaltes tholéiitiques à olivine-hypersthène qui correspondraient le mieux à la minéralogie des norites.

Seul l'échantillon 37 a un chimisme qui correspond à celui d'un basalte (basalte à néphéline). Or il ne montre, à l'étude minéralogique, que des reliques de ferromagnésiens anciens, (15% olivine + orthopyroxène),et une abondance de ferromagnésiens néoformés (85% amphibole + phiogopite). Il a donc été fortement recristallisé et même probablement contaminé lors de la venue du granite.

L'échantillon 16 montre 40% d'olivine + orthopyroxène contre 25% de ferromagnésiens néoformés.

L'échantillon 1 montre 40% d'orthopyroxène contre 50% de ferromagnésiens néoformés.

Il semble donc que ces deux derniers échantillons se rapprochent le plus des norites idéales non contaminées. Ils tombent nettement en dehors du domaine des basaltes, quels qu'ils soient.

Cela confirme la nécessité de faire intervenir des phénomènes d'assimilation.

Mais comment peut-on arriver au chimisme des norites à partir d'un magma basaltique?

- Par un appauvrissement en terme 1 (alumine), ce qui est contredit par l'étude minéralogique qui a montré, au contraire, l'évidence d'un enrichissement en alumine.

- Par un enrichissement en terme 3 (fer); on ne voit pas bien d'où pourrait provenir cet élément : en effet les schistes noirs et les cornéennes feuilletées non mobilisées ne sont pas particulièrement riches en fer (1) . De plus, si l'on admet une assimilation de ce type, on est obligé de partir d'un magma alcalin sous-saturé (basalte à néphéline) et nous n'avons jamais vu de reliques de feldspathoïdes.

---

(1) On peut constater que les cornéennes mobilisées contiennent cet élément en plus grande abondance; on peut penser que cet enrichissement par rapport aux roches non mobilisées est dû à une ségrégation au moins partielle de matériel eutectique;or, nous savons que cette ségrégation s'est faite après la solidification du magma basique.

- La proportion de terme 2 (MgO-CaO) est compatible avec celle de certains basaltes.

A la suite de ces observations, et particulièrement de la première, nous pensons qu'il n'est pas possible de faire venir directement les norites du complexe de Borudjerd de la contamination d'un magma basaltique. On est donc obligé de rechercher une autre origine.

Les norites pourraient donc provenir d'une assimilation à partir de roches ultrabasiques.

A titre d'illustration, nous avons fait la différence entre les pourcentages d'oxydes d'une dunite classique (P. J. WYLLIE, 1967, p. 103, analyse 1), d'une péridotite (P. J. WYLLIE, p. 217, analyse V1460), d'une pyroxénite (P. J. WYLLIE, p. 102, analyse 1), et ceux de la norite 1 :

	Norite-Dunite	Norite-Péridotite	Norite-Pyroxénite
SiO_2	13,8	8,1	5,1
Al_2O_3	6,9	5,21	3,6
Fe_2O_3	-0,6	1,11	-1,7
FeO	-6,9	-0,34	1,6
MgO	-14,45	-12,25	-0,95
CaO	8,85	6,78	-8,95
Na_2O	0,55	0,67	0,35
K_2O	0,80	0,78	0,80
TiO_2	0,50	0,42	0,00
P_2O_5	0,05	0,01	
MnO	0,1	0,06	0,20
H_2O^+	1,0	0,62	
H_2O^-	0,10		

Les chiffres négatifs signifient qu'il y a une plus grande proportion de l'oxyde en question dans l'ultrabasite que dans la norite.

Il en ressort que les norites pourraient provenir de ces roches par assimilation (peut-être différentielle) d'éléments comme SiO_2, Al_2O_3, (CaO), et accessoirement alcalins. L'appauvrissement constaté en MgO, (CaO), serait alors relatif et simplement dû à l'accroissement des autres éléments.

Nous constatons que tout ceci serait compatible avec l'assimilation de roches métamorphiques alumineuses par des ultrabasites (insistons sur le fait qu'il ne s'agit pas d'une démonstration).

Il n'est pas possible de dire si le magma était effectivement de type ultrabasique, ou bien si ces ultrabasites proviennent de la différenciation d'un magma basaltique. Cependant, nous n'avons jamais observé sur le terrain aucune évidence d'une telle différenciation...

3. 3. CORTEGE FILONIEN

Le complexe métamorphique et magmatique de Borudjerd est recoupé dans son ensemble par une série de filons. Deux catégories principales ont pu être distinguées:

- d'une part, un cortège acide (pegmatite, aplite ...) se présentant en réseaux denses, mais limités dans l'espace. En effet, on les observe presque exclusivement à la partie nord est du complexe (à la limite entre les roches métamorphiques et le granite intrusif), en filons de direction N 130 disposés dans la schistosité;

- d'autre part, des filons basiques, généralement isolés, espacés, et rectilignes. Ils sont de direction N 50-N 70 et recoupent eux aussi indifféremment tous les éléments du complexe métamorphique et magmatique.

Etudions d'abord ces derniers.

3. 3. 1. Filons basiques

Ils se sont mis en place dans un réseau de fractures parallèles N 50 à N 70 . Ces fractures se traduisent sur le terrain par des zones mylonitisées de couleur vert clair (phyllonites à chlorite et séricite) de 1 à 2 m de puissance. On peut parfois observer de véritables crochons dans le granite, mais le décalage n'est ni important ni homogène. Le replissement du matériel phylliteux formé sur les lèvres de ces failles montre qu'elles ont dû jouer à plusieurs reprises.

Les deux plus importants filons basiques mis en place dans de telles fractures peuvent se suivre de manière discontinue depuis Bijareh jusqu'au Nord du village de Sang-e-Sefid, sur une quinzaine de kilomètres.

La structure est grenue, parfois porphyrique. La composition est celle de diorites quartziques, avec l'association minérale suivante :

Minéraux principaux

amphibole, biotite verte, plagioclase, quartz, albite

Minéraux accessoires

ilménite, apatite

Minéraux tardifs

chlorite, sphène, (leucoxène), clinozoïsite, sagénite, calcite, séricite, pumpellyite

Les amphiboles sont des hornblendes vertes ou des trémolites-actinotes.

La biotite verte est souvent fortement chloritisée. Les sphènes se présentent parfois en énormes agrégats contenant de fines lamelles parallèles d'ilménite (leucoxène), mais dans l'ensemble, l'association minérale et les relations entre minéraux sont les mêmes que celles des diorites quartziques issues des norites.

Remarquons simplement que ces roches ont subi, comme la plupart des roches du complexe, une pneumatolyse très poussée. Cela conduit à envisager la mise en place de ces filons dans le court laps de temps compris entre la cristallisation du granite et la phase pneumatolytique finale. Il s'agit donc vraisemblablement de filons de type lamprophyrique et non franchement postérieurs.

3. 3. 2. Filons acides

3. 3. 2. 1. Pegmatites (π)

Elles sont souvent dans la schistosité S_1 des schistes noirs, plus rarement dans le granite, et ont été replissées et boudinées lors des phases postérieures.

L'association minérale est la suivante :

quartz et feldspaths potassiques à intercroissances micrographiques, plagioclase, grandes plages de 1 à 2 cm de muscovite, chlorite, baguettes de tourmaline noire abondante, grenat automorphe poecilitique rose atteignant 1 à 2 cm, allanite, andalousite xénomorphe à automorphe rose, apatite, rutile maclé en genou.

C'est une association classique des pegmatites.

Leur situation privilégiée à la partie nord est du complexe pourrait s'expliquer si l'on admet l'hypothèse que nous avons présentée (cf. 3. 1. 5.) quant au mode de mise en place et à la géométrie du granite. Celui-ci se présenterait en effet comme une lame épaisse pentée vers le Nord Est; en fin de cristallisation du magma, les produits résiduels auraient migré vers le haut, et se seraient donc trouvés concentrés dans la partie nord est.

3. 3. 2. 2. Aplites

Contrairement aux pegmatiques, on les trouve indifféremment dans toutes les parties des granites.

Ce sont des filons recoupants, sans direction préférentielle, quartzo-feldspathiques, à grain fin, riches en tourmaline, d'épaisseur décimétrique à décamétrique parfois.

3. 3. 2. 3. Filons minéralisés

Des filons de quartz recoupant le granite près du village de Nezamabad montrent des minéralisations cuprifères (pyrite-chalcopyrite...).

3.4. CONDITIONS DE LA PNEUMATOLYSE

Nous avons vu dans les chapitres correspondants que les minéraux des diorites quartziques particulièrement, des granites, et plus rarement des roches métamorphiques du complexe et des norites, avaient subi des déstabilisations tardives parfois assez poussées, en même temps que cristallisaient un certain nombre de nouveaux minéraux.

Rappelons cette association :

±tourmaline ±chlorite ±séricite ±muscovite ±talc ±kaolinite ±orthoamphibole ±scapolite ±pistacite-clinozoïsite ±allanite ±pumpellyite ±prehnite ±albite ±sphène ±rutile (sagénite) ±calcite ±quartz

Nous avons attribué ces recristallisations à une pneumatolyse liée à la phase terminale de cristallisation du granite, d'une part parce qu'elles se développaient de préférence à proximité des pegmatites elles-mêmes (mais pas toujours : ainsi les minéraux du granite de Gusheh sont complètement déstabilisés, alors que le granite ne montre pas de pegmatites (1)), d'autre part parce que l'association minérale comportait ... de nombreux minéraux caractéristiques de conditions riches en fluides, dont certains sont presque toujours associés à des pegmatites (tourmaline, talc, orthoamphibole, scapolite, allanite, kaolinite ...).

Voyons maintenant ce que l'on peut déduire de ces associations en ce qui concerne les conditions de la pneumatolyse.

1- chlorite et minéraux associés dans les clivages (pumpellyite, prehnite, sphène, pistacite-clinozoïsite, rutile) :

Comme on a pu le voir dans la description, ces minéraux proviennent souvent pour partie de l'altération des biotites (et accessoirement, mais beaucoup plus difficilement, des amphiboles).

Or, ils ont tous dans ce cas (à l'exception de la chlorite et du rutile) un point commun : ce sont des minéraux calciques. Quelle peut être l'origine de ce calcium? H. STRÜWE (1958) a rapporté la présence, dans le granite d'Escouloubre (Pyrénées), d'associations minérales en tous points identiques à

(1) Cela s'explique car nous avons vu que les granites intrusifs avaient une composition voisine de l'eutectique; par conséquent, ils cristallisent à relativement basse température, dans des conditions proches de celles des stades pegmatitique et pneumatolytique.

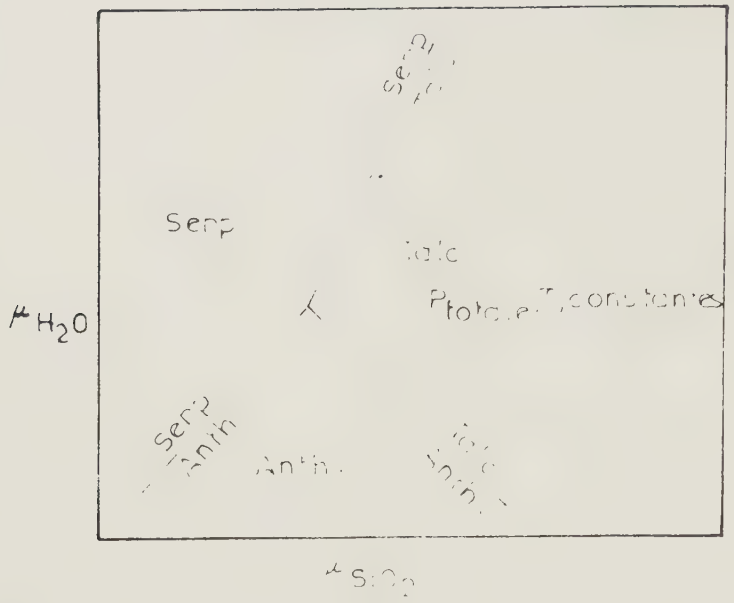


Fig.108 - Diagramme de stabilité relatives de la serpentine, du talc et de l'anthophyllite, en termes de potentiels chimiques de H_2O et SiO_2 à température et pression constantes (H.J. GREENWOOD, 1963).

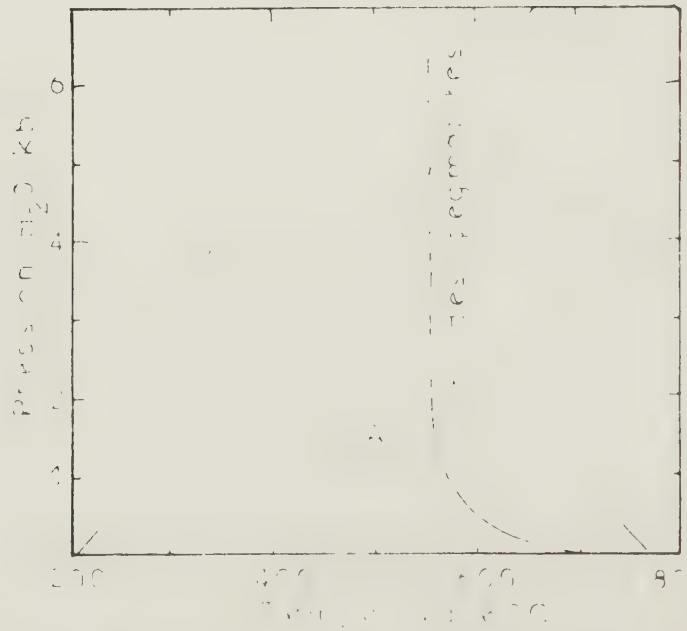


Fig.109 - Courbe de [illegible] (d'après R.J. ADAMS et C.W. BURNHAM, 1958) et diagramme de stabilité des silicates [illegible] (d'après [illegible] MAY, 1974).

celles que nous avons observées (composition, habitus ...) aux dépens des biotites; remarquant en outre que ces associations, fréquentes dans d'autres roches granitiques à dioritiques, étaient souvent particulièrement développées aux dépens de diorites quartziques à hornblende (in D. H. Z. vol. 1, p. 233).

Il en déduit que ces recristallisations sont dües à des solutions riches en calcium, d'origine tardive. Dans le cas du granite de Querigut (Escouloubre) l'auteur relie la présence de calcium à la proximité de séries carbonatées. Dans notre cas, on peut envisager plusieurs possibilités (niveaux carbonatés sous-jacents, assimilation de roches basiques...).

2- la tourmaline:

C'est un minéral franchement pneumatolytique qui suppose la présence de bore dans la phase fluide.

3- la scapolite :

C'est un minéral des pegmatites et des environnements métasomatiques. Quoiqu'exceptionnelle dans les roches basiques, elle indique néanmoins la présence d'éléments tels que CO_2, Cl, F, SO_4 dans la phase fluide.

4- orthoamphibole :

L'orthoamphibole se trouve souvent dans des environnements métasomatiques (in D. H. Z. , vol. 2, p. 211) . On la trouve parfois, associée à du talc, dans certaines roches basiques du complexe de Borudjerd. Nous avons vu qu'il s'agissait alors d'une orthoamphibole alumineuse, c'est à dire d'une gédrite, très riche en Mg (environ 90 %).

H. J. GREENWOOD (1963) a défini le champ de stabilité d'une orthoamphibole non alumineuse, à savoir une anthophyllite magnésienne pure ($Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$).

A P_{H_2O} = 1000 bars, elle est stable entre 667° ± 8°C et 745° ± 10°C . D'autre part, " les orthoamphiboles gédritiques pourraient avoir le même type général de relations de stabilité que les variétés uniquement magnésiennes (anthophyllites), mais le degré de similitude est inconnu " (H. J. GREENWOOD, p. 343-344).

A défaut de données plus précises, nous supposerons que l'orthoamphibole des roches basiques est stable aux environs de 700°C .

L'altération de la gédrite en talc indique soit une augmentation de l'activité de l'eau à température et pression constantes (Fig. 108), soit une diminution de la température à pression d'eau constante, au cours du refroidissement, soit une combinaison des deux.

5- la prehnite :

D'après H. G. F. WINKLER (1967), ce minéral serait stable entre 300° et 400°C environ.

La présence de ces deux derniers minéraux semblerait indiquer que la pneumatolyse s'est faite entre 700°C environ, soit en même temps ou juste après la cristallisation du granite, et 400°C environ, peut-être moins.

Les pegmatites ont cristallisé quant à elles à environ 565°C pour une pression de 1 kb (Fig. 109 : courbe de fusion des pegmatites de JAHNS et BURNHAM, 1958). Les recristallisations se seraient donc poursuivies un peu après la solidification des pegmatites.

Nous avons reporté sur la figure 109 le diagramme de stabilité des silicates d'alumine de M. J. HOLDAWAY (1971) déjà utilisé précédemment (Fig. 79). On peut remarquer au passage que l'andalousite que nous avons trouvée stable dans les pegmatites indique également une pression inférieure à 3 kb, ce qui est compatible avec la pression déduite au paragraphe 3.1.3.6.2.

Les conditions de la pneumatolyse sont donc approximativement les suivantes : $300\text{-}400°C \lesssim t \lesssim 700°C$, $P \simeq 1$ kb .

La phase fluide est riche en H_2O, mais aussi en éléments tels que Ca, B, CO_2, (Cl, F, SO_4 ...).

3. 5. CONCLUSIONS SUR LE METAMORPHISME ET LE MAGMATISME

On peut résumer la chronologie relative des événements dans le complexe métamorphique et magmatique de Borudjerd de la façon suivante :

- début du métamorphisme : cristallisations synschisteuses S_1 ;

- fin du métamorphisme : cristallisations post-schisteuses , mobilisations. En même temps ou peu après, mais avant le refroidissement, arrivée et cristallisation d'intrusions ultrabasiques dans le domaine du dôme thermique; ces intrusions sont relativement peu exprimées en surface, mais sont probablement largement développées en profondeur; elles auraient été favorisées par un relâchement de la compression tectonique;

- puis refroidissement du dôme thermique, ségrégation de matériel eutectique qui migre légèrement vers le haut et donne une intrusion granitique. Cette intrusion induit des recristallisations dans les roches métamorphiques, mais surtout dans les roches basiques (avec contamination);

- des filons basiques, mais surtout acides viennent recouper l'ensemble des roches du complexe; en même temps, les minéraux des roches métamorphiques, basiques, des granites et même des filons basiques sont déstabilisés sous l'effet d'une pneumatolyse.

- la schistosité S_2 recoupe tout.

Rappelons (Fig. 77) que les zones d'isométamorphisme déterminent un dôme thermique étroit et allongé dans une direction NW-SE; les affleurements des roches basiques, quoique limités au dôme thermique, ne concordent pas forcément avec les zones où le métamorphisme est le plus fort (sillimanite). Par conséquent, les minéraux post-schisteux (comme les minéraux synschisteux d'ailleurs) ne sont pas dûs directement à un métamorphisme au contact des roches basiques; s'il y a un métamorphisme de contact vrai, il doit être limité à une mince épaisseur, car en plusieurs endroits (Fezianeh, 3 km au Nord Est de Qal'eh Khan), des roches basiques affleurent dans la zone à andalousite-cordiérite, parfois à cordiérite seule.

Intrusions ultrabasiques et métamorphisme, c'est-à-dire flux thermique, sont donc deux phénomènes concomitants, mais en surface au moins, le métamorphisme n'est pas la conséquence directe des intrusions ultrabasiques.

On peut schématiser la chronologie relative des événements et les conditions du métamorphisme sur le tableau suivant (Fig. 110).

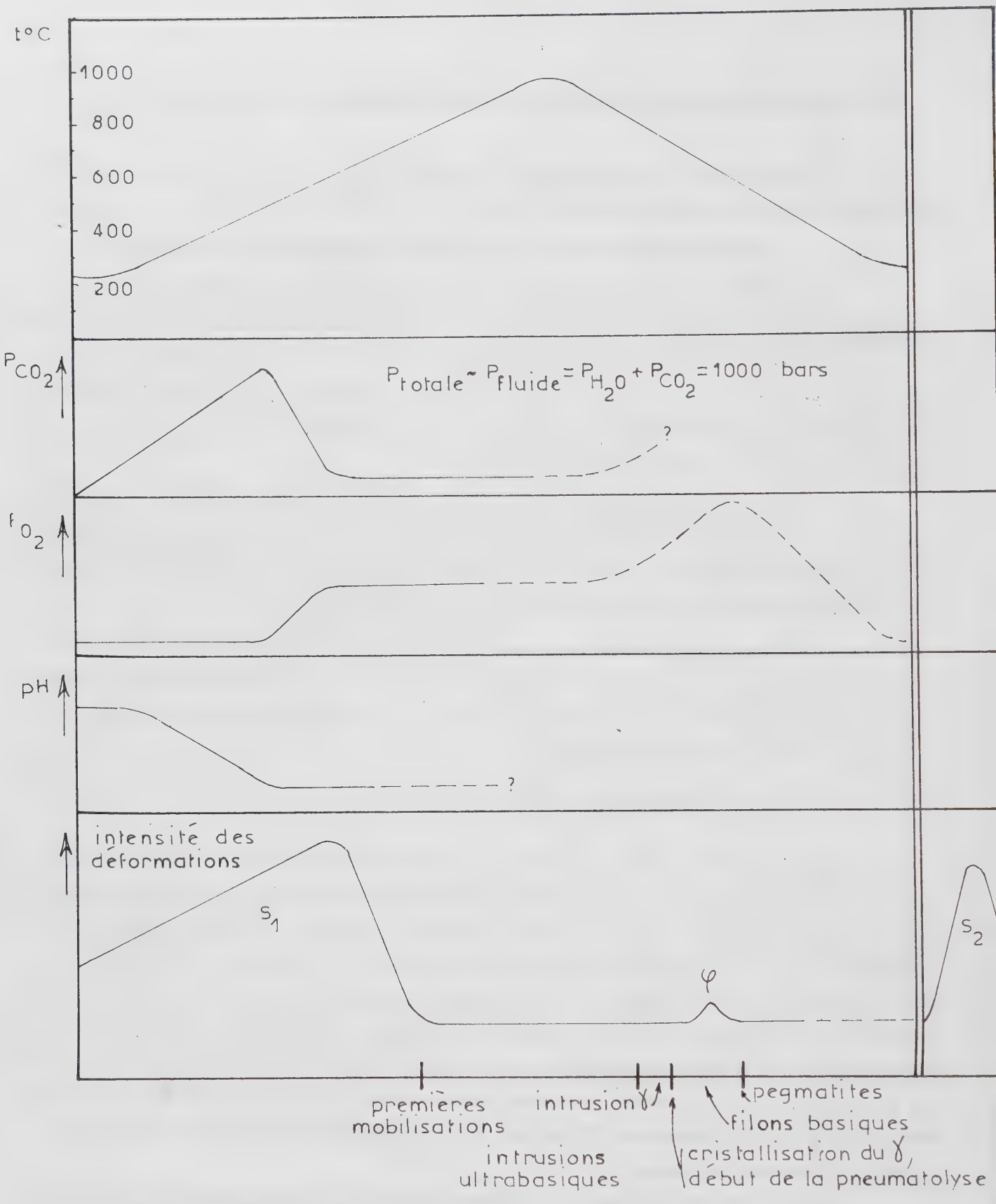


Fig.110 - Chronologie relative des événements et conditions du métamorphisme dans le complexe de Borudjerd

4. TECTONIQUE

4.1. PHASE CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE

4.2. PHASE POST - PALEOCENE

4.3. CONCLUSION

Nous avons défini jusqu'à présent la chronologie relative des événements métamorphiques et magmatiques par rapport aux schistosités S_1 et S_2.

Nous allons maintenant essayer de préciser l'âge, la nature et la direction des phases de déformations dont ces schistosités sont une conséquence. Tous les résultats d'analyse structurale sont illustrés par les figures 111 à 115.

Rappelons pour mémoire (cf. 2.4.1.) que le domaine métamorphique a été affecté par une phase tectonique atténuée anté-aptienne.

Abordons maintenant l'étude de la plus importante des phases tectoniques ayant affecté ce domaine.

4.1. PHASE CRETACE SUPERIEUR - PALEOCENE

C'est une phase clé pour la compréhension et la datation de tous les phénomènes métamorphiques et magmatiques; nous savons en effet que tous les minéraux du métamorphisme régional et les premières cristallisations du métamorphisme thermique accompagnent la schistosité S_1.

4.1.1. Age

Tous les terrains du domaine métamorphique, à savoir le complexe volcano-sédimentaire, les schistes noirs, et les calcaires à orbitolines sont affectés par la schistosité ardoisière S_1. Sur la feuille Golpaygan, celle-ci se développe jusque dans les formations du Crétacé supérieur, qui sont recouvertes en discordance par des conglomérats éocènes à nummulites, non schistosés. Les phénomènes métamorphiques et magmatiques du complexe de Borudjerd sont donc d'âge crétacé supérieur-paléocène.

4.1.2. Nature

Dans le complexe volcano-sédimentaire les plissements b_1 sont isoclinaux. Les bancs calcaires ont un comportement très souple et montrent des plis de type semblable. La schistosité est mal développée dans les laves de cette série; cependant, les niveaux tuffacés et l'unité des leptynites sont intensément schistosés.

Mais ce sont surtout les grandes étendues de schistes noirs qui ont le mieux enregistré cette phase tectonique et qui se prêtent le mieux à l'analyse structurale. Les plis b_1 de toutes dimensions présentent une schistosité de plan axial. Dans la partie sud ouest ils sont franchement isoclinaux et il y a souvent transposition de la stratification quand lits pélitiques et gréseux sont finement alternés. En direction du Nord Est ces plis deviennent plus ouverts jusqu'à former dans les calcaires crétacés plus compétents de larges anticlinaux et synclinaux d'ampleur kilométrique.

4.1.3. Direction

Outre qu'ils se surimposent à ceux de la phase anté-aptienne, les plis b_1 ont souvent été repris par la suite de sorte qu'il est souvent difficile de préciser leur direction originelle.

Dans quelques cas cependant, ces structures ont été préservées :

- parce que la phase b_2 est peu pénétrante, et souvent absente, notamment au Nord Est et dans les affleurements crétacés (Fig. 113)

- parce que les structures b_1 ont été "fossilisées" lors du métamorphisme et des intrusions.

Les axes b_1 ont alors une direction N 100 à N 120 plongeant d'une dizaine de degrés vers le Sud Est, plus rarement vers le Nord Ouest (Fig. 111, 112, 113). La schistosité S_1 varie également de N 100 à N 120, avec un pendage de 45° environ vers le Nord Est. Les linéations d'axe b_1 sont très souvent des intersections de S_1 avec la stratification, plus rarement des microplissements.

Remarque :

Nous avons vu que les granites étaient affectés par des failles verticales de direction N 50 à N 70, parfois marquées par des filons basiques. Ces filons ayant subi les effets de la pneumatolyse, on peut dater avec précision cette phase cassante (extension) : à savoir entre la solidification du granite et sa phase pneumatolytique tardive, donc peu après l'arrêt des compressions de la phase Crétacé supérieur-Paléocène.

Toutes ces structures d'âge crétacé supérieur-paléocène sont reprises lors d'une phase tectonique postérieure que nous allons étudier maintenant.

4. 2. PHASE POST - PALEOCENE

4. 2. 1. Age

Elle se surimpose à la précédente et, en toute objectivité, on ne peut pas mieux la dater. Cependant, par analogie avec le domaine sédimentaire, elle doit être équivalente de la phase de plissement principale du Zagros, post-miocène, d'autant plus que ses effets disparaissent en direction du Nord Est; elle n'est plus visible dans le Crétacé de Shazand.

4. 2. 2. Nature

Elle est moins importante que la précédente. Le plus souvent elle ne se manifeste que par des plis de toutes dimensions, ouverts au Nord Est, plus fermés au Sud Ouest. Dans ce dernier cas, elle est accompagnée parfois d'une schistosité fruste de plis-fractures S_2 (Fig. 114-115), et/ou d'une linéation de microplissements b_2; lorsqu'elle disparaît, elle se résout en un système de plis en genou centimétriques (kink-folds) s'anastomosant. Aucune recristallisation ne lui est liée.

Il est vraisemblable que les nombreux chevauchements parallèles à la "Main Thrust" que nous avons pu observer dans le complexe volcano-sédimentaire et parfois dans les schistes noirs accompagnent cette phase, et seraient donc équivalents des chevauchements précédemment décrits dans la partie sédimentaire. Cependant, le manque de repères stratigraphiques rend l'interprétation de ces structures difficile.

4. 2. 3. Direction

Les plans S_2 ont une direction N 120 à N 140 avec un pendage fort de 70° en moyenne vers le Nord Est (Fig. 111-112-113). Dans le complexe volcano-sédimentaire, l'entrecroisement des plis b_1 et b_2 se traduit à toute échelle par des structures complexes (plis en champignon, en lacets) bien visibles dans les marbres (Fig. 112). De nombreux chevauchements compliquent encore le schéma. Dans les schistes noirs, les plis b_2 reprennent les plans S_1 et boudinent les pegmatites.

Remarques :

Nous avons pu très localement, à 500 m au Sud Est de Deh Mehdi, observer le développement d'une troisième schistosité fruste postérieure aux deux autres. Nous la signalons ici pour mémoire.

De plus, toutes les structures précédentes sont quelquefois recoupées par des plis en genou centrimétriques (kink-folds); de direction et de fréquence aléatoires, ils n'ont pas donné de résultats homogènes.

Signalons enfin que des déformations ultérieures, plis ou fractures, ont parfois déplacé les directions précédentes. Tous ces phénomènes tardifs sont peut-être à relier à la phase décrochante décrite dans la partie sédimentaire.

4. 3. CONCLUSION

En résumé le schéma observé dans notre secteur semble relativement simple :

- phase anté-aptienne atténuée
- phase crétacée supérieure-paléocène (S_1) bien développée accompagnée d'un métamorphisme
- phase post-miocène (S_2)

Néanmoins des études menées par d'autres auteurs permettent d'envisager la possibilité d'une schistosité bien développée associée à la phase anté-aptienne (Kuh-e-Amrollah, J. BRAUD, H. BELLON, 1973). Nous n'avons jamais pu observer de tels phénomènes sauf dans la klippe du Kuh-e-Farangui. Ont-ils été oblitérés par les phases postérieures, ou simplement n'existent-ils pas? Le problème reste entier.

Situation de quelques éléments structuraux dans le domaine métamorphique

LEGENDE

pôles de schistosités	S_1	S_2
linéations	L_1	L_2
guirlandes		
axes b	b_1	b_2

- S_0 stratification
- signifie que $S_1 = S_0$ (transfert de stratification selon S_1
- la projection a été faite sur l'hémisphère inférieur

Carte de localisation

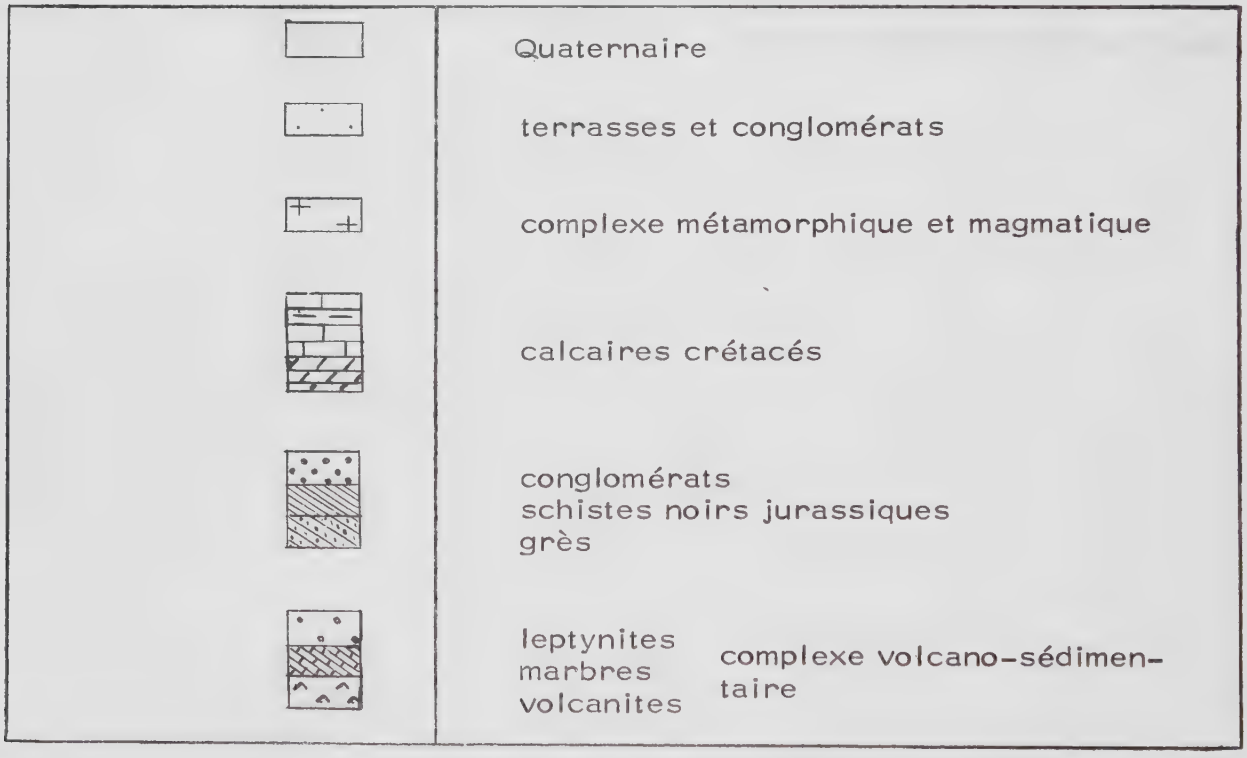


Fig. 111- secteur au Nord de Borudjerd

Sur cette figure sont représentés les résultats d'analyses ponctuelles montrant les positions respectives de S_1 et S_2. La schistosité S_2 est particulièrement bien représentée et montre ainsi que L_2 a une direction relativement homogène. Toutefois le point 1, le plus occidental, montre une dispersion des structures dûe à une déformation tardive (proximité du grand décrochement ?).

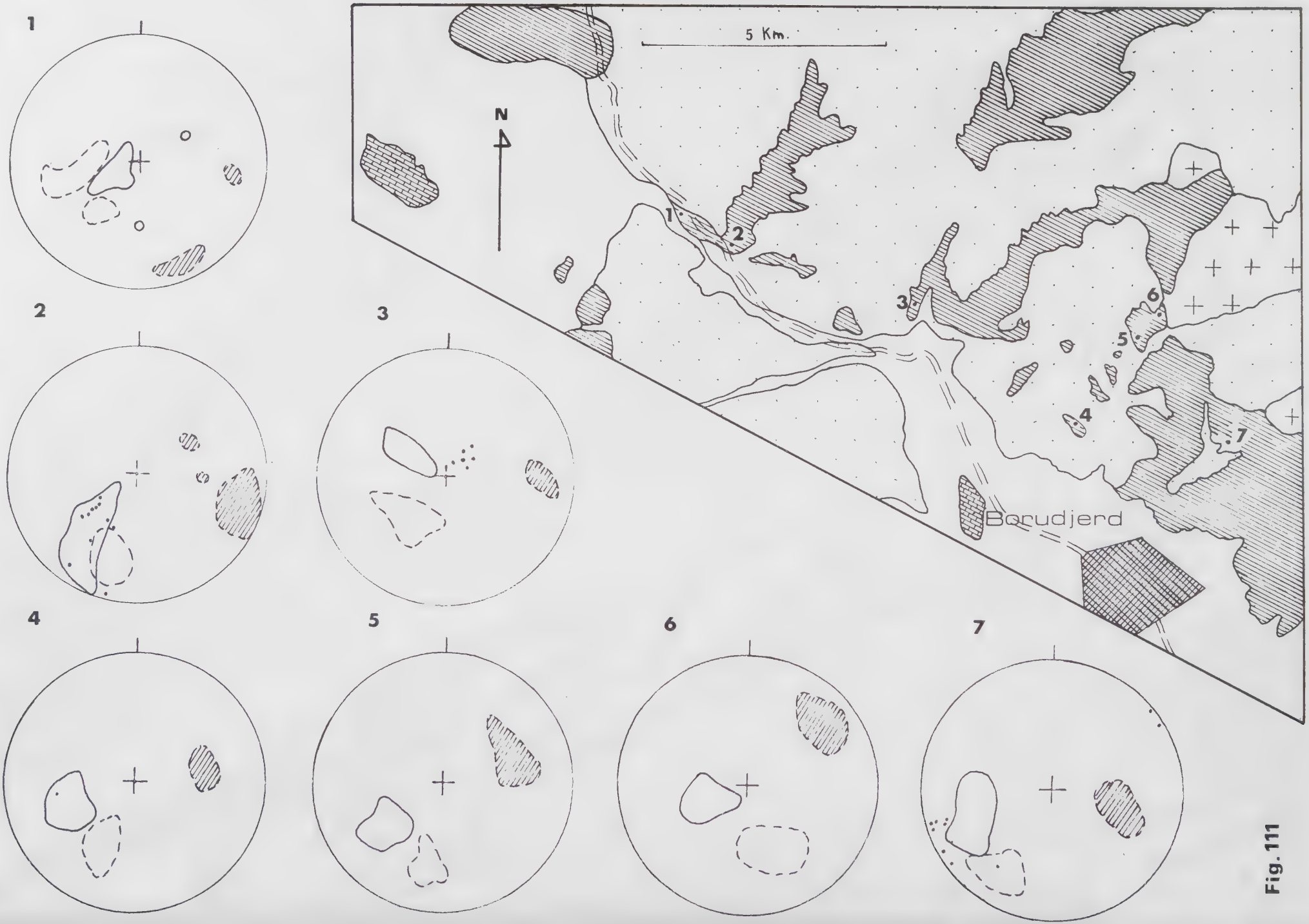


Fig. 111

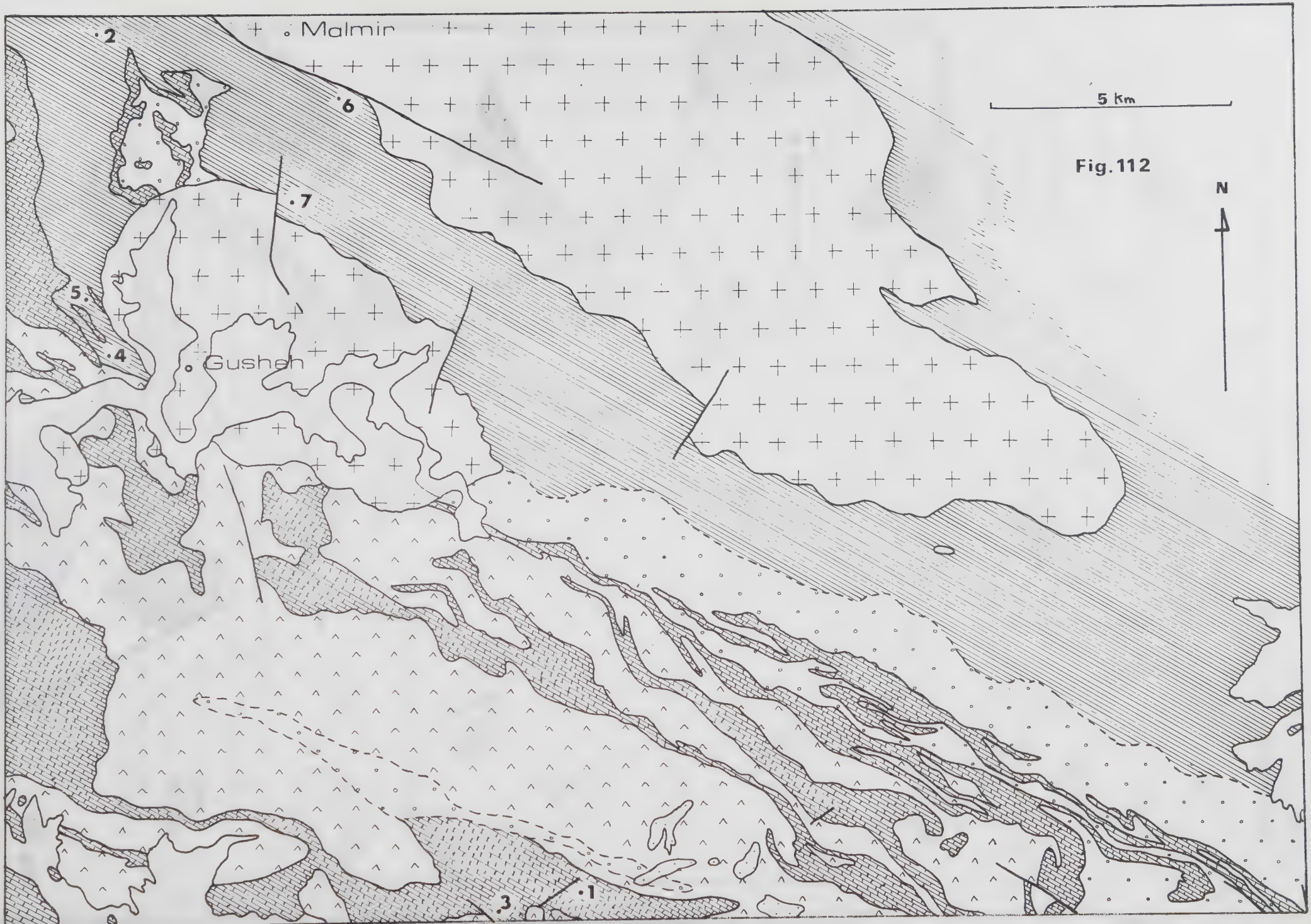


Fig. 112

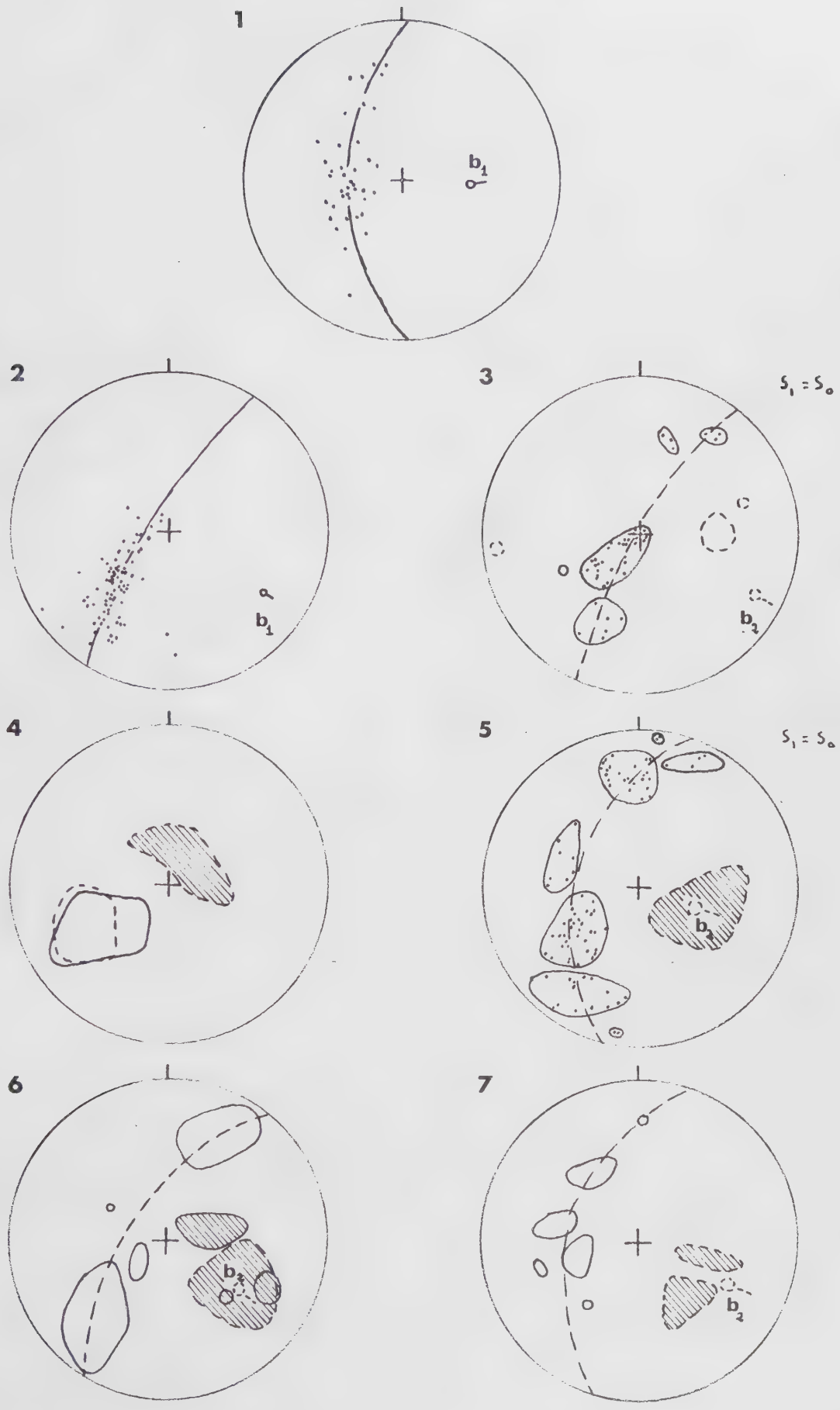


Fig. 112

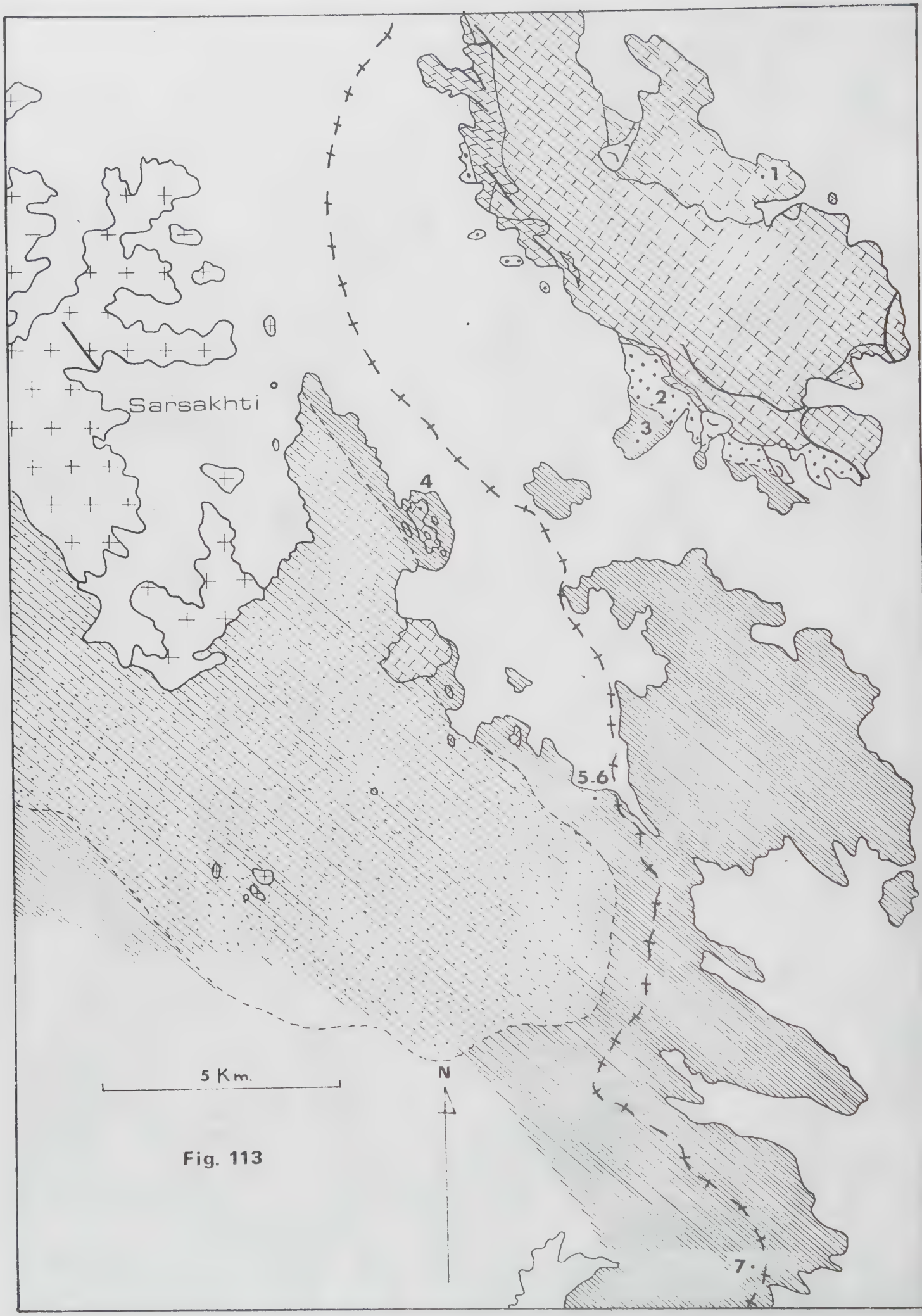


Fig. 113

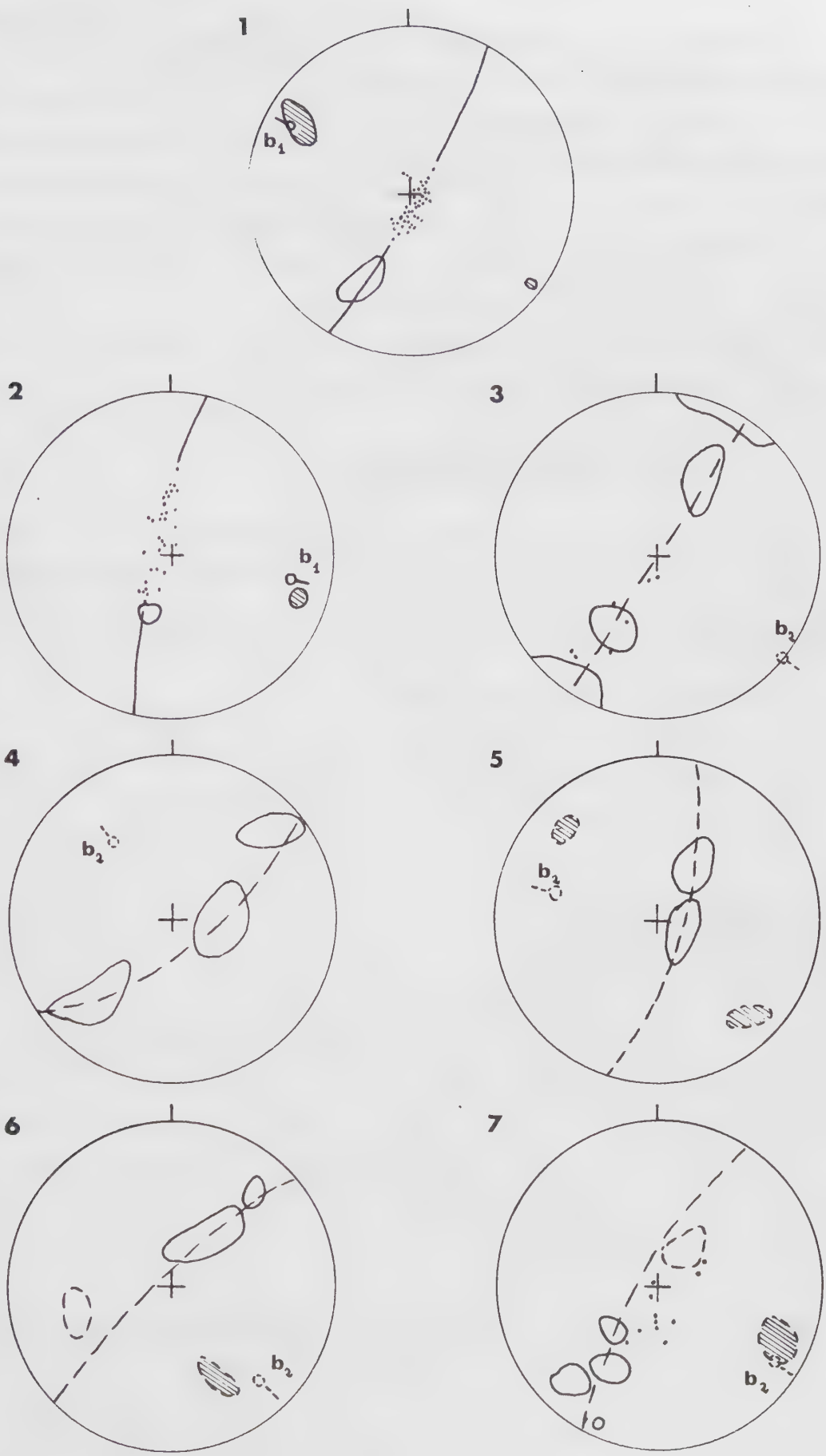


Fig. 113

Fig. 112- secteur de Gusheh

On remarque la surimposition des plis b_1 et b_2 se traduisant par des structures en champignon dans les niveaux de marbres.

- sur les diagrammes 1 et 2 les plis b_1 ont été préservés ou très légèrement déplacés. En particulier, il y a eu pour le point 2 situé à proximité du granite "fossilisation" des structures lors du métamorphisme et des intrusions. Les autres diagrammes montrent le développement de la phase 2.

Pour les points 3 et 5 où il y a eu transposition de la stratification selon S_1, la phase 2 aboutit à des structures en lacet.

Le point 4 montre une linéation L_2 anormale (intersection des plans S_1 et S_2 dont les directions sont ici très voisines).

Fig. 113- secteur de Sarsakhti

Cette coupe faite du Nord Est au Sud Ouest (points 1 à 7) montre d'une part la présence constante de S_1 dans tous les terrains y compris les calcaires crétacés, d'autre part l'apparition progressive des effets de la phase 2 qui déforment les structures 1;

- points 1 et 2 : plis b_2 absents.
- points 3 et 4 : apparition de plis b_2 ouverts.
- point 5 : apparition de la linéation L_2.
- points 6 et 7 : apparition de la schistosité S_2.

Fig. 114 – Microplis d'entraînement et schistosité S_1 repris par la schistosité de plis-fractures S_2

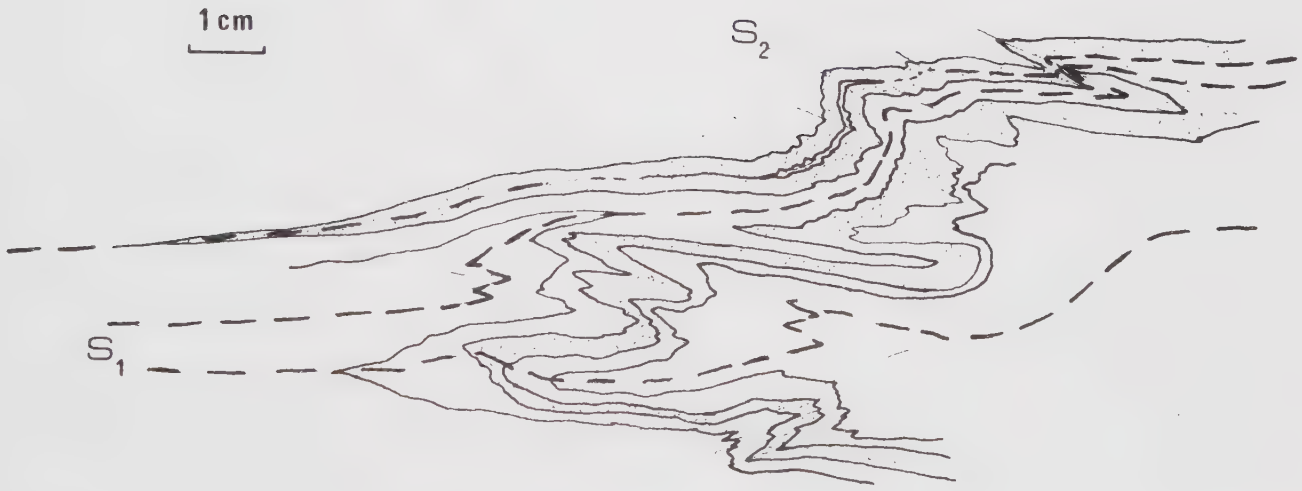


Fig. 115 – Microplis isoclinaux et schistosité S_1 repris par la schistosité de plis-fractures S_2

5. CONCLUSION GENERALE SUR L'ETUDE DU DOMAINE METAMORPHIQUE

Le domaine métamorphique est constitué de terrains allant du Permien au moins jusqu'au Crétacé moyen, affectés dans leur ensemble par un métamorphisme régional, et, dans des zones particulières, par un métamorphisme de haute température accompagné d'intrusions diverses.

- Lithostratigraphie :

- Dans une frange sud ouest s'individualise, à partir du Permien au moins, peut-être jusqu'au Jurassique, une zone (complexe volcano-sédimentaire)

. à activité volcanique andésitique à rhyolitique sodique

. à sédimentation volcano-détritique et carbonatée.

- Dans la partie nord est, depuis le Trias vraisemblablement jusqu'au Jurassique supérieur peut-être, se déposent des sédiments pélitiques à gréseux (schistes noirs mésozoïques). L'épaisseur du complexe volcano-sédimentaire et des schistes noirs est certainement importante mais non évaluable en raison des plissements intenses qui les ont affectés.

Après une phase tectonique atténuée, l'ensemble est transgressé par la mer et recouvert par les calcaires à orbitolines du Crétacé moyen.

- Métamorphisme-Magmatisme-Phase tectonique d'âge crétacé supérieur-paléocène :

- L'ensemble de ces terrains est intensément plissé dans une direction N 100-N 120; ces plissements b_1 s'accompagnent d'une schistosité ardoisière S_1 et d'un métamorphisme régional de type Schiste vert.

- Dans des zones particulières (complexe métamorphique et magmatique de Borudjerd ...), un métamorphisme local de haute température débute au cours de la phase de compression et se poursuit, avec des mobilisations, un peu après.

Les conditions thermodynamiques de ce métamorphisme ont été évaluées à $P \sim 1$ kb, $t \sim 900$-950°C au maximum.

A la fin de ce métamorphisme ou en même temps se mettent en place des intrusions ultrabasiques transformées en norites par assimilation des roches métamorphiques alumineuses.

Les norites et les roches métamorphiques sont ensuite envahies par une venue granitique issue de la ségrégation du matériel fondu dans les roches métamorphiques sous-jacentes.

L'ensemble est recoupé par des filons lamprophyriques au cours d'une phase cassante mineure de direction N 50-N 70, et par des pegmatites.

Toutes les roches du complexe sont à ce moment affectées d'une altération deutérique.

- Phase post-paléocène, vraisemblablement post-miocène :

Elle se caractérise par des plis b_2 accompagnés parfois d'une schistosité de plis-fractures S_2, de direction N 120- N 140.

C'est au cours de cette phase que se produit le charriage du domaine métamorphique sur le domaine sédimentaire.

CONCLUSIONS

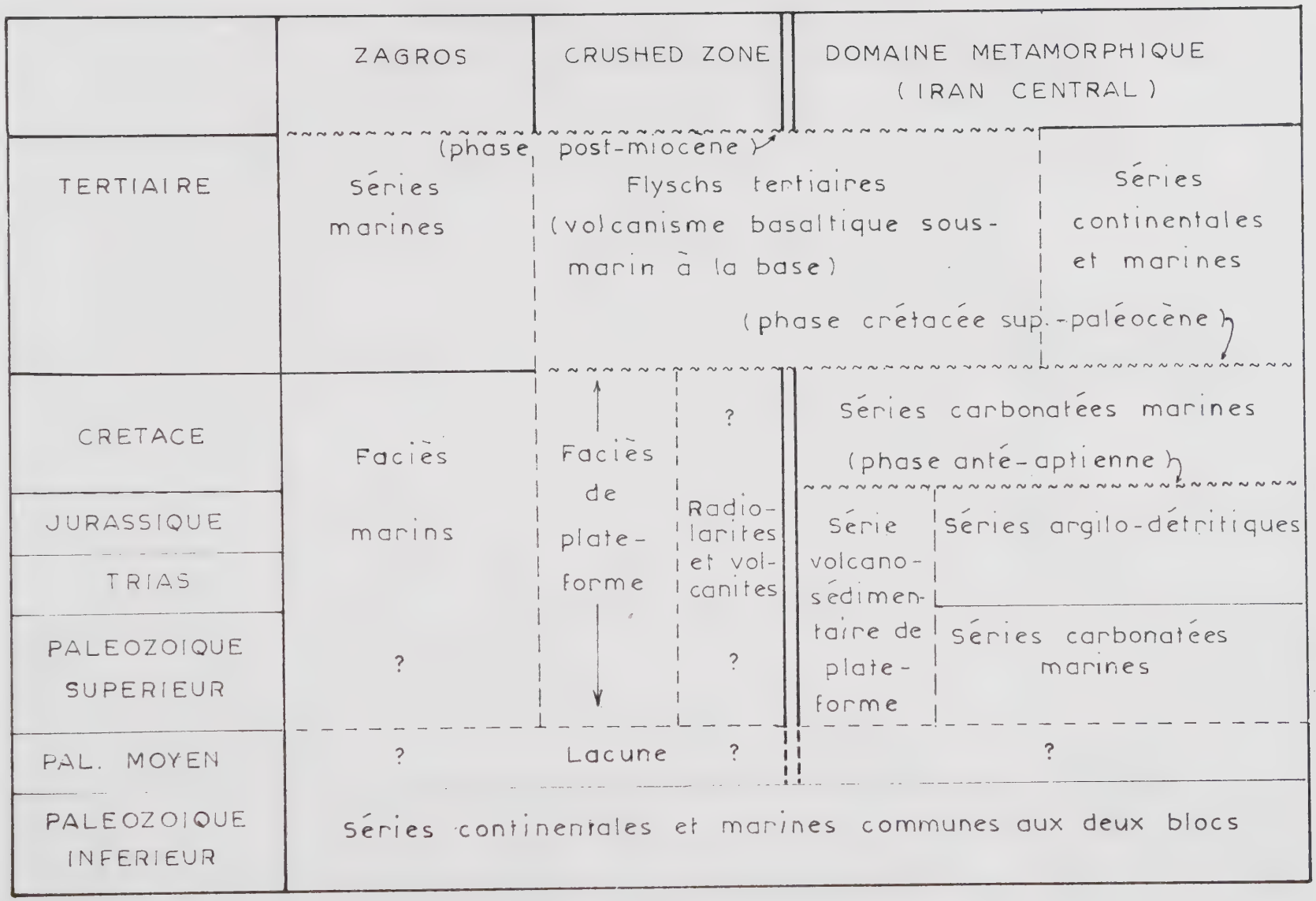


Fig.116 - Tableau récapitulatif de l'histoire sédimentaire et tectonique des deux domaines

Nous allons essayer dans ce chapitre final de relier domaine sédimentaire et domaine métamorphique, après avoir fait un bref rappel des principaux événements ayant affecté chacun d'eux.

Cette liaison semble à priori difficile, d'une part car il est probable que de vastes domaines intermédiaires ont été cicatrisés lors des différentes phases tectoniques, d'autre part parce que nous ne pouvons comparer que des niveaux structuraux très différents : relativement profond dans le domaine métamorphique, affecté par deux schistosités successives dont la première au moins est très développée; superficiel dans le domaine sédimentaire, qui a été le siège de charriages synsédimentaires et de phénomènes morphotectoniques.

Les données relatives à chaque zone ont été récapitulées sur la figure 116 ; on peut y observer que :

- jusqu'au Paléozoïque inférieur, les séries sont communes dans les deux domaines (Lalun, Mila). Elles se différencient dès le Permien (complexe volcano-sédimentaire) pour subir par la suite des évolutions lithologiques très différentes;
- la phase tectonique anté-barrémienne n'affecte que le domaine métamorphique;
- les deux phases tectoniques principales sont communes : phase fini crétacée-début tertiaire; phase post-miocène.

Enfin, l'examen d'une carte d'ensemble du Zagros permet de constater la pérennité des grandes directions structurales et paléogéographiques, ainsi que la quasi identité de tracé entre les trois accidents majeurs (charriage fini crétacé, Main Thrust et Main Fault).

On est donc en droit de supposer que charriages, chevauchements post-miocènes et coulissements sont trois manifestations superficielles et étagées dans le temps du fonctionnement d'un unique accident profond. Ainsi est-on amené à raisonner en termes de blocs et de mouvements relatifs entre ceux-ci, c'est-à-dire à se replacer dans le cadre de la tectonique des plaques. Deux modèles pétrostructuraux sont actuellement proposés dans la zone qui nous intéresse :

- la théorie classique de la subduction (M. TAKIN, 1971, VIALON-HOUSHMAND-SABZEHI, 1972);
- l'hypothèse récente des rifts intracontinentaux (M. SABZEHI, 1974).

Tous deux font intervenir :

. la plaque arabique séparée du continent africain par le fossé de la Mer Rouge; le domaine sédimentaire appartient à cette plaque;

. une plaque iranienne complexe, vraisemblablement morcelée au

cours des temps puis ressoudée (domaine métamorphique).

Ces deux théories peuvent être très schématiquement résumées comme suit (en faisant abstraction des éléments qui ne concernent pas directement la région de Borudjerd-Khorammabad, comme le volcanisme).

La subduction :

C'est le plongement d'une plaque océanique sous une plaque continentale avec formation de deux ceintures métamorphiques contemporaines, l'une de haute pression (au niveau de la collision-subduction), l'autre de haute température (au niveau de la plaque chevauchante) ("paired metamorphic belts").

Ce métamorphisme de haute température est en particulier expliqué par " l'augmentation locale du flux thermique due à la venue de masses diapiriques chaudes issues du manteau"(E. R. OXBURGH, D. L. TURCOTTE, 1970) localement fondu par suite de la friction le long du plan de Benioff.

Ce modèle a son exemple actuel dans l'arc insulaire du Japon. Les gradients verticaux mis en jeu peuvent atteindre 100°C / km, soit un peu plus que trois fois le gradient normal.

De vastes domaines peuvent ainsi être cicatrisés au cours de la collision finale entre blocs continentaux ou microcontinents.

Les rifts intracontinentaux :

C'est le développement d'un bassin, par expansion, avec montée de magma basique et sédimentation abondante, entraînant la fracturation d'un bloc continental soumis à des phénomènes d'extension.

Dans ce cas, le métamorphisme de haute température est également expliqué par des intrusions basiques, mais il n'est pas contemporain du métamorphisme de haute pression.

Ce modèle a son exemple actuel dans la Mer Rouge où les flux thermiques mesurés sont trois fois plus élevés que la moyenne mondiale.

Le cycle s'achève par la fermeture du bassin lors d'une phase orogénique s'accompagnant d'une subduction incomplète du fond océanisé. Cette fermeture compense la création, ailleurs, d'un nouveau rift avec intrusions ultrabasiques et métamorphisme de haute température.

Nous allons maintenant passer en revue l'histoire géologique du secteur Borudjerd-Khorramabad et de son contexte plus général, en considérant les faits qui s'intègrent le mieux dans l'une ou l'autre de ces théories.

Du Permien au Crétacé supérieur :

Il est frappant de constater au Permo-Trias une certaine convergence de faciès entre la partie la plus interne (NE) du domaine sédimentaire (zone à radiolarites), et la partie la plus externe du domaine métamorphique (complexe

volcano-sédimentaire).

Nous observons là deux zones où le volcanisme est prépondérant, et il est logique de penser que l'hiatus qui sépare les deux séries est représenté par les ultrabasites connues plus au Nord (Kermanshah), et à plus grande échelle, par la cicatrice ophiolitique du Zagros interne. Dans le cadre de la tectonique des plaques, nous sommes tentés d'interpréter ces ophiolites comme les restes d'un fond océanique.

Mais est-il vraiment possible de raccorder zone à radiolarites et zone à volcanites?

Nous observons, au Nord Est, une phase tectonique anté-aptienne (en fait jurassique supérieure, nous l'avons vu, cf. J. BRAUD et H. BELLON, 1973), connue dans tout l'Iran central. Elle n'existe pas au Sud Ouest. Il est donc vraisemblable que, à cette époque, les deux zones étaient éloignées et indépendantes l'une de l'autre. Notons toutefois que la lacune néocomienne de la Crushed zone pourrait représenter un contre-coup lointain de cette phase tectonique.

De toute façon nous avons pu constater que tout au cours de cette période, les deux domaines ont subi des évolutions lithologiques franchement différentes.

Il est donc plus logique d'admettre qu'il y a eu création d'un vaste océan entre les deux domaines (entre le Permien au moins et le Jurassique supérieur peut-être) plutôt qu'une phase d'océanisation réduite avec formation d'un rift étroit.

La phase fini crétacée-début tertiaire, ou phase laramienne :

Elle correspond au début des phénomènes d'extension ayant fracturé le bloc afro-arabique et conduit à la formation de l'actuelle Mer Rouge.

Dans notre secteur, elle se manifeste par divers phénomènes que nous allons passer en revue, et qui reflètent des événements profonds.

- la mise en place des nappes à radiolarites (et ophiolites); n'oublions pas que leur mise en place s'est effectuée de façon gravitaire, sur toute la longueur du Zagros interne. Ceci implique un soulèvement généralisé, à cette époque, de sa partie plus interne;

- le métamorphisme thermique du complexe de Borudjerd; il semble contemporain de la mise en place des nappes à radiolarites et ophiolites, et donc de la fermeture du domaine océanique.

Y-a-t'il eu ou non subduction franche du domaine océanique, ou subduction partielle et incomplète comme dans le cas des rifts intracontinentaux? Pour répondre à cette question, il faut savoir ce que représentent dans notre secteur les roches ultrabasiques et le flux thermique associé.

La montée des corps ultrabasiques se fait dans une ambiance de compression . En effet, le métamorphisme, monophasé (suite continue de cristallisations de plus en plus chaudes et parallélisme des isogrades), est à son début contemporain des déformations. Les intrusions ultrabasiques se font en même temps, ou peu après le début de ce métamorphisme, puisqu'elles ont subi des recristallisations avant le refroidissement complet du dôme thermique, au moment de l'intrusion granitique. La pénétration et la cristallisation finale de ces ultrabasites sous une faible épaisseur de sédiments (estimée à 3 km) ne seraient donc duesqu'à un relâchement des compressions, et non pas à une phase d'extension.

Ce phénomène n'est donc pas lié à une zone de faiblesse de la croûte continentale au niveau de la marge externe de la plaque iranienne, et il ne s'agit pas d'une nouvelle phase d'océanisation, même avortée.

Des intrusions ultrabasiques en régime de compression avec métamorphisme et granitisation ont été, en outre, décrites dans des contextes où la subduction ne fait pas de doute, comme au Japon (A. H. MITCHELL, H. G. READING, 1971), ou le long de la côte ouest américaine, en particulier dans les Coast Ranges, et la Sierra Nevada (R. R. COMPTON, 1955, L. H. LARSEN, A. POLDERWAART, 1961, R. A. WIEBE, 1970).

Enfin si l'on admet, comme nous l'avons dit précédemment, que le domaine cicatrisé était très vaste avant la phase de compression, on est conduit à expliquer sa disparition quasi-complète, de préférence par l'hypothèse de la subduction.

Cette hypothèse se heurte malgré tout au fait que sur notre transversale, nous ne connaissons pas de restes de fond océanique, et donc de ceinture de haute pression associée. Les séries ophiolitiques les plus proches de notre secteur sont celles de Kermanshah (charriées au Crétacé supérieur); elles ne montrent pas à notre connaissance de métamorphisme de haute pression et ne sont pas non plus associées à des schistes à glaucophane.

Le Tertiaire :

A partir de cette époque les reconstitutions deviennent plus aisées. On peut distinguer du Sud Ouest au Nord Est la succession des zones suivantes : bassin du Zagros externe, ride du Fars, bassin des flyschs tertiaires surtout développés à Kermanshah, domaine métamorphique cratonisé.

Là aussi, la zone de jonction entre Zagros et domaine métamorphique montre une tendance à l'instabilité et au magmatisme : courte période d'extension avec les volcanites paléocènes, suivie par une compression quasi-continue jusqu'à l'heure actuelle ayant donné les flyschs éocènes et les flyschs miocènes (encore une fois non représentés dans notre région proprement dite).

La phase post-miocène :

Mais la phase orogénique qui marque la fin de cette évolution est beaucoup moins importante en regard de la phase laramienne. En particulier elle ne s'accompagne pas dans notre secteur de phénomènes métamorphiques.

La phase décrochante :

Enfin, le grand décrochement du Zagros est l'expression ultime du déplacement entre les deux blocs. Son rejet vertical pourrait s'expliquer comme un réajustement isostatique (?) entre bloc chevauchant et bloc chevauché. La composante horizontale dextre observée est interprétée actuellement en particulier comme une résultante du mouvement de rotation antihoraire de la plaque arabique provoquée par l'ouverture de la Mer Rouge (J. S. TCHALENKO, J. BRAUD, 1973), mais elle est aussi à relier, dans un cadre plus vaste, aux mouvements relatifs complexes de toute une série de plaques (plaque arabe, domaine iranien, plaque indienne...).

En résumé, une analyse des phénomènes dans le cadre de la tectonique des plaques n'est que partiellement satisfaisante. Elle n'explique pas l'absence de ceinture métamorphique de haute pression; mais celle-ci, plus ou moins cicatrisée, n'a-t'elle pas disparu sous une couverture tertiaire? On peut se demander aussi pourquoi de grandes zones paléogéographiques telles que zone à radiolarites, ou bassin des flyschs tertiaires, disparaissent au niveau de Borudjerd. Est-ce le reflet d'une paléogéographie originelle, ou le résultat d'un serrage plus important? Le cadre forcément étroit d'une thèse de troisième cycle ne nous permet pas de répondre; ainsi certaines questions restent-elles posées...

A N N E X E S

CORRESPONDANCE DES ANALYSES CHIMIQUES

N° dans le texte	N° de terrain	Nom de la roche	Lieu de prélèvement	Coordonnées		N° d'analyse	Analyste - Laboratoire
1	1-HB-110	Norite	Qal'eh Nau	33°44' N	49°13' E	1023	F. KELLER, Inst. Dolomieu
2	1-HB-126	Cornéenne mobilisée	Khenna Darreh	33°45	49°11	931	" " "
3	1-HB-143	Leptynite	Deh Haji	33°34	49°22	936	" " "
4	1-HB-146	Granodiorite	Malmir	33°44	49°08	895	" " "
5	1-HB-147	Granite	Malmir	33°45	49°08	982	" " "
6	1-HB-149	Cornéenne mobilisée	Khenna Darreh	33°45	49°11	900	" " "
7	1-HB-151	Granite	Gusheh	33°42	49°06	932	" " "
8	1-HB-163	Granite	Shatiri	33°35	49°29	981	" " "
9	1-HB-166	Granodiorite	Hajian	33°52	49°20	930	" " "
10	2-HB-113	Cornéenne mobilisée	Malmir	33°45	49°06	Sa 8328	H. JAHANGARD, Geol. Surv. Ir.
11	2-HB-124	Granodiorite	Malmir	33°45	49°07	Sa 8329	" " "
12	2-HB-143	Cornéenne mobilisée	Malmir	33°47	49°08	Sa 8330	" " "
13	2-HB-149	Cornéenne mobilisée	Khalach	33°47	49°04	Sa 8331	" " "
14	2-HB-164	Cornéenne mobilisée	Khenna Darreh	33°46	49°10	Sa 8332	" " "
15	2-HB-168	Cornéenne mobilisée	Khenna Darreh	33°45	49°11	Sa 8333	" " "
16	2-HB-177	Norite	Vezmestan	33°44	49°11	1024	F. KELLER, Inst. Dolomieu
17	2-HB-198	Diorite	Fezianeh	33°42	49°15	1027	" " "
18	2-HB-233	Schistes noirs	Deh Bagh	33°49	49°11	Sa 8334	H. JAHANGARD, Geol. Surv. Ir.
19	2-HB-261	Cornéenne mobilisée	Khalach	33°47	49°04	Sa 8335	" " "
20	2-HB-261	Cornéenne mobilisée	Khalach	33°47	49°04	1019	F. KELLER, Inst. Dolomieu
21	BM-7-112	Cornéenne mobilisée	Jimbulagh	34°00	49°06	980	" " "
22	BM-7-113	Cornéenne mobilisée	Jimbulagh	34°00	49°06	978	" " "
23	BM-7-113 A	Cornéenne mobilisée	Jimbulagh	34°00	49°06	979	" " "
24	BM-7-114 A	Cornéenne mobilisée	Jimbulagh	34°00	49°06	1018	" " "
25	2-BM-50	Granite	Chashmeh	33°51	49°00	Sa 8317	H. JAHANGARD, Geol. Surv. Ir.
26	2-BM-64	Cornéenne mobilisée	Ghapun Barri	33°58	48°54	Sa 8326	" " "
27	2-BM-70	Cornéenne mobilisée	Ghapun Barri	33°58	48°55	Sa 8327	" " "
28	2-BM-79	Diorite quartzique	Darreh Wirreh	33°59	48°53	Sa 8320	" " "
29	2-BM-130	Granite	Karimabad	33°54	48°49	Sa 8318	" " "
30	2-BM-146	Granite	Qal'eh Khan	33°48	49°00	Sa 8321	" " "
31	2-BM-543	Micaschistes	Gur Deraz	33°53	49°01	1025	F. KELLER, Inst. Dolomieu
32	2-BM-551	Cornéenne mobilisée	Aq Bulaq	33°50	49°02	Sa 8325	H. JAHANGARD, Geol. Surv. Ir.
33	2-BM-558	Micaschistes	Deh Ashar	33°50	49°06	1026	F. KELLER, Inst. Dolomieu
34	2-BM-563	Granodiorite	Aq Bulaq	33°49	49°04	Sa 8323	H. JAHANGARD, Geol. Surv. Ir.
35	2-BM-564	Granodiorite	Aq Bulaq	33°49	49°04	Sa 8322	" " "
36	2-BM-574	Micaschistes	Kemereh	34°00	48°47	Sa 8316	" " "
37	2-BM-576	Norite	Ghapun Barri	33°58	48°53	Sa 8324	" " "
38	2-BM-583	Granodiorite	Ghapun Barri	33°58	48°53	Sa 8319	" " "
39	1-HB-149	Grenat	Khenna Darreh	33°45	49°11	1037	F. KELLER, Inst. Dolomieu
40	2-HB-128	Grenat	Khalach	33°47	49°05	1038	" " "
41	BM-20-01	Grenat	Darreh Naqdi	33°54	48°56	1035	" " "
42	1-HB-149	Biotite	Khenna Darreh	33°45	49°11	1036	" " "
43	2-HB-128	Biotite	Khalach	33°47	49°05	1039	" " "
44	BM-20-01	Biotite	Darreh Naqdi	33°54	48°56	1040	" " "

B I B L I O G R A P H I E

AUMAITRE R. et BUFFET G., 1973. - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux. (Alpes françaises occidentales). Thèse de 3ème cycle, Grenoble.

BARTH T.F.W., 1962. - Theorical petrology. J. Wiley and Sons, New-York.

BELOUSSOV V.V., 1962. - Basic problems in geotectonics. Mc Graw-Hill, London.

BERBERIAN M., 1973. - Two important deformational and metamorphic phases in the belt northeast of the Zagros thrust line (Iran). A brief structural review of the Sanandaj-Sirjan belt. Geol. Surv. Ir., intern. report 61, 30 p., 6 fig..

BERBERIAN M. et ALAVI N., 1971. - Preliminary note on the structural analysis of Hamadan metamorphic tectonites. Geol. Surv. Ir., intern. report.

BERTHIER F., 1972. - Origine et évolution des suites ophiolitiques dans le cadre de la tectonique des plaques (traduction et résumé d'articles de COLEMAN R.G., 1971, et de DEWEY J.F. et BIRD J.M., 1971). Institut Dolomieu, doc. intern. 72, D 22, 35 p., 20 fig..

BERTHIER F., BILLIAULT J.P., HALBRONN B. et MAURIZOT P., 1973. - Explanatory text of the Khorramabad Quadrangle map, 1:250,000. Geol. Surv. Ir., intern. report.

BIZON G., BIZON J.J. et RICOU L.E., 1972. - Etude stratigraphique et paléogéographique des formations tertiaires de la région de Neyriz (Fars interne, Zagros iranien). Rev. Inst. fr. Pét. XXVII, n° 3, p. 369-405.

BRAUD J., 1970. - Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux. C. R. Acad. Sci., Paris (D) 271, p. 1241-1244.

BRAUD J., 1971. - La nappe du Kuh-e-Garun (région de Kermanshah, Iran), chevauchement de l'Iran central sur le Zagros. Bull. Soc. géol. Fr. (7), XIII, n° 3-4, p. 416-419.

BRAUD J. et RICOU L.E., 1971. - L'accident du Zagros ou Main Thrust, un charriage et un coulissement. C. R. Acad. Sci., Paris (D) 272, p. 203-206.

BRAUD J. et BELLON H., 1973. - Données nouvelles sur le domaine métamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan (Iran): nature, âge et interprétation des séries métamorphiques et des intrusions; évolution structurale. Non publié.

British Petroleum Company Ltd, 1963. - Geological maps, columns and sections of the high Zagros of southwest Iran, 1:250,000.
I-38 Q and R, sheet Ilam - Kuh-e-Dasht
I-39 M and N and part I-39 G, sheet Khorramabad
I-39 S and T, sheet Dezful
I-39 U and V, sheet Isfahan
H-39 C and D, sheet Burujen.

CAILLEUX A. et TRICART J., 1959. - Initiation à l'étude des sables et galets. C.D.U., Paris.

COMPTON R.R., 1955. - Trondhjemite batholith near Bidwell Bar, California. Geol. Soc. Amer. Bull., 66, p. 9-44.

DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J., 1963. - Rock-forming minerals. J. Wiley and Sons, New-York. 5 vol..

FRENCH B.M. et EUGSTER H.P., 1965. - Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibrium. J. geophys. Res., USA, 70, p. 1529-1539.

FREY R., 1937. - La classification moderne des roches éruptives. Notes et mémoires n° 44, Rabat.

GIDON M., BERTHIER F., BILLIAULT J.P., HALBRONN B. et MAURIZOT P., 1974 a. - Charriages et mouvements synsédimentaires tertiaires dans la région de Borudjerd (Zagros, Iran). C. R. Acad. Sci., Paris (D) 278, p. 421-424.

GIDON M., BERTHIER F., BILLIAULT J.P., HALBRONN B. et MAURIZOT P., 1974 b. - Sur quelques caractères de la tectonique néocrétacée dans la région de Borudjerd (Zagros oriental, Iran). C. R. Acad. Sci., Paris (D) 278, p. 577-580.

GIDON M., BERTHIER F., BILLIAULT J.P., HALBRONN B. et MAURIZOT P., 1974 c. - Sur les caractères et l'ampleur du coulissement de la "Main Fault" dans la région de Borudjerd-Dorud (Zagros oriental, Iran). C. R. Acad. Sci., Paris (D) 278, p. 701-704.

GREENWOOD H.J., 1963. - The synthesis and stability of anthophyllite. J. Petrol., GB 4, n° 3, p. 317-351.

GUILLOUX L., 1969. - Etudes pétrogénétique et métallogénique du gisement de magnétite de Forsyth et de son enveloppe. Hull, Province de Quebec, Canada. Thèse de 3ème cycle, Grenoble.

HEMLEY J., 1959. - Some mineralogical equilibrium in the system K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Amer. J. Sci. 257, p. 241-270.

HENRIQUES A., 1958. - The effect of cations on the optical properties and the cell dimensions of knebelite and olivine. Ark. Mineral. Geol., Sverige 2, p. 305.

HESS H.H. et POLDERVAART A., 1967. - Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. J. Wiley and Sons, New-York. 2 vol..

HEY M.H., 1954. - A new review of the chlorites. Mineral. Mag., GB 30, p. 227-292.

HOLDAWAY M.J., 1971. - Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. Amer. J. Sci. 271, p. 97-131.

HOUCHMAND-ZADEH A., 1969. - Métamorphisme et granitisation du massif Chapédony, Iran central. Thèse d'ingénieur-docteur, Grenoble.

HSU L.C., 1968. - Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. J. Petrol, GB 9, n° 1, p. 40-83.

HUANG W.T., 1962. - Petrology. Mc Graw-Hill Book Company, London.

Iranian Oil Operating Companies, 1969. - Geological map of southwest Iran covering the agreement areas of I.O.O.C., 1:1,000,000. Tehran. 2 sheets.

JAHNS R.S. et BURNHAM C.W., 1958. - Experimental studies of pegmatite genesis: melting and crystallisation of granite and pegmatite. Geol. Soc. Amer. Bull. 69, p. 1592-1593.

JAMES G.A. et WYND J.G., 1965. - Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement area. Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists 49, n° 12, p. 2182-2245.

JUNG J., 1969. - Précis de pétrographie. Masson, Paris.

LA ROCHE H. de, 1965. - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. Geol. Rdsh., Dtsch. 55, n° 2, p. 274-301.

LARSEN L.H. et POLDERVAART A., 1961. - Petrologic study of Bald Rock batholith, near Bidwell Bar, California. Geol. Soc. Amer. Bull. 72, p. 69-92.

LUTH W.C., JAHNS R.H. et TUTTLE O.F., 1964. - The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. J. geophys. Res., USA 69, p. 759-773.

MATHIAS M., 1952. - An unusual cordierite rock from Upington, Cape province. Mineral. Mag., GB 29, p. 936.

MEHNERT K.R., 1968. - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam.

MITCHELL A.H. et READING H.G., 1971. - Evolution of island arcs. J. Geol., USA 79, n° 3.

National Iranian Oil Company, 1959. - Geological map of Iran, 1:2,500,000, with explanatory notes. N.I.O.C., Tehran. 20 p..

NOWROOZI A.A., 1971. - Seismo-tectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions. Bull. seismol. Soc. Amer. 61, n° 2, p. 317-341.

OXBURGH E.R. et TURCOTTE D.L., 1970. - Thermal structure of island arcs. Geol. Soc. Amer. Bull. 81, n° 6, p. 1665-1688.

PECHER A., 1972. - Données sur la construction et l'utilisation de quelques diagrammes pétrographiques et géochimiques. Institut Dolomieu, doc. intern. 72, D 21.

PERCHUK L.L., 1969. - The biotite-garnet geothermometer. Trad. Dokl. Akad. Nauk. SSSR 177, p. 131-134.

PETRUK W., 1964. - Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-ray diffractometer. Amer. Mineralogist 49, p. 61-71.

POTY B., 1967. - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. Thèse, Nancy. Sci. de la Terre, Fr, 1969, n° 17, 161 p..

RABBITT A., 1948. - A new study of the anthophyllite series. Amer. Mineralogist 33, p. 263.

READ H.H., 1935. - The gabbros and associated xenolithic complexes of the Haddo House district, Aberdeenshire. Quart. J. geol. Soc., London 91, p. 592.

REYRE D. et MOHAFEZ S., 1970. - Une première contribution des accords NIOC-ERAP à la connaissance géologique de l'Iran. Rev. Inst. fr. Pét. XXV, n° 6, p. 701-1014.

RICOU L.E., 1968 a. - Sur la mise en place au Crétacé supérieur d'importantes nappes à radiolarites et ophiolites dans les monts Zagros (Iran). C. R. Acad. Sci., Paris (D) 267, p. 2272-2275.

RICOU L.E., 1968 b. - Une coupe à travers les séries à radiolarites des monts Pichakun (Zagros, Iran). Bull. Soc. géol. Fr. 7ème série, 10, p. 478-485.

RICOU L.E., 1970. - Comments on radiolarite and ophiolite nappes in the Iranian Zagros mountains. Geol. Mag. Correspondance, GB 107 (5).

RICOU L.E., 1971 a. - Le métamorphisme au contact des péridotites de Neyriz (Zagros interne, Iran): développement de skarns à pyroxène. Bull. Soc. géol. Fr. (7), 13, p. 146-155.

RICOU L.E., 1971 b. - Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. Rev. Géog. phys. Géol. dynam., Fr. (2), XIII, Fasc. 4, p. 327-350.

RICOU L.E., 1973. - Relations entre tectonique et paléogéographie dans les Zagrides. C. R. Acad. Sci., Paris (D) 276, p. 893-896.

RICOU L.E., 1974. - L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution structurale des Zagrides. Thèse d'état, Paris.

ROUBAULT M., FABRIES J., TOURET J. et WEISBROD A., 1963. - Détermination des minéraux des roches. Lamarre-Poinat, Paris.

SABZEHI M., 1970. - Preliminary report on the geology of Hamadan granite and its related contact metamorphism. Geol. Surv. Ir., intern. report.

SABZEHI M., 1974. - Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional): -étude pétrologique et structurale, -interprétation dans le cadre iranien. Thèse d'état, Grenoble.

STOCKLIN J., 1968. - Structural history and tectonics of Iran. A review. Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists 52, n° 7, p. 1229-1258.

STRUWE H., 1958. - Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact zone of the Quérigut granite, French Pyrénées. Leidse geol. Meded. 22, p. 237.

TAKIN M., 1971. - Iranian geology and continental drift, some new interpretations. Geol. Surv. Ir., intern. report 74, 11 p..

TCHALENKO J.S. et BRAUD J., 1973. - Seismicity and structure of the Zagros Main Fault (Iran) between 33° and 35° N. Non publié.

THIELE O. and al., 1968. - Golpaygan quadrangle map, 1:250,000, with explanatory text. Geol. Surv. Ir., Tehran. Geological quadrangle n° E7, 24 p..

TURNER F.J., 1968. - Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects. Mc Graw-Hill, New-York.

TURNER F.J. et VERHOOGEN J., 1960. - Igneous and metamorphic petrology. New-York.

TUTTLE O.F. et BOWEN N.L., 1958. - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Geol. Soc. Amer. Mem. 74, 153 p..

VIALON P., HOUCHMAND-ZADEH A. et SABZEHI M., 1972. - Proposition d'un modèle de l'évolution pétro-structurale de quelques montagnes iraniennes, comme une conséquence de la tectonique des plaques. 24th Intern. Geol. Congr. Montreal, sec. 3, p. 196-208.

WELLMAN H.W., 1965. - Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. Geol. Rdsch., Dtsch. 55, p. 716-735.

WIEBE R.A., 1970. - Relations of granitic and gabbroic rocks. Northern Santa Lucia Range, California. Geol. Soc. Amer. Bull. 81, n° 1.

WINCHELL H., 1958. - The composition and physical properties of garnet. Amer. Mineralogist 43, p. 595-600.

WINKLER H.G.F., 1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New-York.

WYLLIE P.J., 1967. - Ultramafic and related rocks. J. Wiley and Sons, New-York.

ZAHEDI M., 1971. - Etude géologique de la région de Soh (Ouest de l'Iran central). Thèse d'état, Lyon.

VU,

Grenoble, le 28 mai 1974
Le Président de la thèse
R. MICHEL

VU et permis d'imprimer
Grenoble, le
Le président de l'Université
Scientifique et Médicale
M. SOUTIF